

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



1/1996



ЦНИГРИ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

ДЕТАЛЬНЫЕ ПОИСКИ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ОБЪЕКТОВ МЕТОДАМИ РАДИОВОЛНОВОЙ ГЕОРАЗВЕДКИ

Методика основана на использовании экранирующих электрических свойств алмазонасных трубок при применении межскважинного радиопросвечивания и радиопросвечивания скважина-поверхность.

Технология работ включает радиопросвечивание пространства между парами скважин с расстоянием между ними до 1000 м, а также радиопросвечивание из скважины на поверхность с расстоянием от скважины по наземному профилю до 200–300 м.

Реализация методики позволяет выявлять в межскважинном пространстве или в пространстве между скважиной и поверхностью алмазонасные трубки с изучением их морфологии.

Результаты работ представляются в виде геолого-геофизических планов и разрезов с контурами аномалеобразующих объектов.

Методика опробована при детальных поисках кимберлитовых трубок в Якутской провинции с обнаружением алмазонасных трубок

Вид реализации – инжиниринг.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 Б, ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



1/1996

Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
И. В. КРЕЙТЕР (отв. секретарь)
А. И. КРИВЦОВ (зам. главного редактора)
Н. К. КУРБАНОВ
Г. А. МАШКОВЦЕВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)
Г. В. ОСТРОУМОВ
В. М. ПИТЕРСКИЙ
В. И. ПЯТНИЦКИЙ
Г. В. РУЧКИН
Ю. Г. САФОНОВ
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

Учредитель

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В. И. Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1995



ИМПЛАТЫ

Имплаты
Имплаты
Имплаты
Имплаты

Технический редактор Н. П. Кудрявцева

Редакция: Н. И. Назарова, И. В. Крейтер, А.Э.Седельникова, Г. С. Королева

Сдано в набор
15.02.96
Подписано в печать
21.01.96
Тираж 300 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная №1
Печать офсетная
Заказ 166

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Кременецкий А.А., Осокин Е.Д., Усова Т.Ю. 5

Проблемы минерально-сырьевой базы редких металлов России

Фролов А.А., Белов С.В., Бурмистров А.А. 9

Перспективы увеличения ресурсов апатитовых руд и размещение сырьевых источников в России (на примере месторождений карбонатитового типа)

Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И., Алгебраистова Н.К., Рюмин А.И., Алексеева Е.А., Бухаров В.А. 17

Благороднометальная рудоносность Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона

Зорина Ю.Г., Пшенина И.А., Мирлин Е.Г. 25

Строение океанических рифтов и субмаринное гидротермальное рудообразование

Столяров А.С. 32

Проблемы формирования крупномасштабных концентраций марганца в сероводородных бассейнах и перспективы их выявления в России

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Лихачев А.П., Кириков А.Д., Ваганов В.И., Илупин И.П., Константинов М.М., Стружков С.Ф., Симонов О.Н. 39

Исследование изотопного состава железа минералов руд и горных пород месторождений алмазов, цветных, благородных и черных металлов — новый метод решения генетических проблем

Чижова И.А., Кузнецов В.В., Лебедева Е.А. 48

Основы технологии проектирования интеллектуально-графических экспертных систем (ИГС)

Applied Metallogeny

Kremenetsky A.A., Osokin Ye.D., Usova T. Yu.

Problems of rare metal mineral base in Russia

Frolov A.A., Belov S.V., Burmistrov A.A.

An outlook for increase in apatitic ore resources and setting of raw material sources in Russia (case: carbonatite-type deposits)

Sazonov A.M., Grinev O.M., Shvedov G.I., Algebraistova N.K., Ryumin A.I., Alekseyeva Ye.A., Bukharov V.A.

Presence of precious metal ores in the Kiya-Shaltyrsky gabbro-urtite pluton

Zorina Yu.G., Pshenina I.A., Mirlin Ye.G.

The structure of oceanic rifts and submarine hydrothermal ore formation

Stolyarov A.S.

The problems of formation of large-scale manganese concentrations in hydrosulphuric basins and outlook for revealing them in Russia

Methods and Methodology of Prediction, Exploration, Evaluation and Prospecting of Mineral Deposits

Likhachev A.P., Kirikov A.D., Vaganov V.I., Ilupin I.P., Konstantinov M.M., Struzhkov S.F., Simonov O.N.

Examination of iron isotope composition in minerals of ores and rocks of diamond, base, precious and ferrous metal deposits: a new technique to solve genetic problems

Chizhova I.A., Kuznetsov V.V., Lebedeva Ye.A.

Fundamentals of the technology of designing the intelligent-graphic expert systems (IGS)

Строение рудных месторождений

Горжевский Д. И., Донец А. И., Конкин В. Д., Кудрявцева Н. Г., Кузнецова Т. П.

Регенерация сульфидных руд свинцово-цинковых месторождений

Степанов В. А., Черемисин А. А.
Бамский золоторудный узел Приамурья

Риндзюнская Н. М., Полякова Т. П., Берзон Р. О.

Признаки различия золотоносных кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Казанцев Р. А., Кругляков В. В., Павловский В. И., Подшувейт В. Б., Подшувейт Г. Л., Такки Д. Ф., Фоменко В. А.

Применение локации бокового обзора дальнего действия при картировании рудных полей полиметаллических конкреций океанических котловин

Романчук А. И., Матевич Т. Н., Ивановская В. П., Никулин В. А., Королев А. Б.

Обезвреживание цианосодержащих стоков природными сорбентами-катализаторами

Новости. Информация

Константинов М. М.
Фундаментальный труд китайских геологов

Алпатов А. И., Вишнеvский В. А., Чабан В. А., Егоров Б. Н.

Новое оборудование для извлечения мелких ценных минералов и тонкого золота из песков

Поздравляем

Пятидесятилетие Г. В. Седельниковой

Шестидесятилетие А. Н. Барышева

Шестидесятилетие Л. Ф. Мызенковой

Structure of Ore Deposits

Gorzhevsky D. I., Donets A. I., Konkin V. D., Kudryavtseva N. G., Kuznetsova T. P.

Regeneration of sulfide ores in lead-zinc deposits

Stepanov V. A., Cheremisin A. A.
The Bamsky goldore knot of Priamuriye

Rindzyunskaya N. M., Polyakova T. P., Berzon R. O.

Distinctive features of gold-bearing crusts of weathering and hydrothermal argillization products

Instrumentation and Technology for Geological Prospecting

Kazantsev R. A., Kruglyakov G. L., Pavlovsky V. I., Podshuveit V. B., Podshuveit G. L., Takki D. F., Fomenko V. A.

The application of long-range sidescan sounding in mapping of ore-bearing fields of polymetallic nodules in oceanic basins

Romanchuk A. I., Matevich T. N., Ivanovskaya V. P., Nikulin V. A., Korolev A. B.

Detoxication of cyanide-containing sewage using natural sorbent catalysts

News. Information

Konstantinov M. M.
A fundamental work of Chinese geologists

Alpatov A. I., Vishnevsky V. A., Chaban V. A., Yegorov B. N.

New equipment for recovering fine valuable minerals (including fine gold) from sands

Congratulations

Fiftieth anniversary G. V. Sedelnikova

Sixtieth anniversary A. N. Baryshev

Sixtieth anniversary L. F. Myzenkova



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ РОССИИ

А. А. КРЕМЕНЕЦКИЙ, Е. Д. ОСОКИН, Т. Ю. УСОВА (ИМГРЭ Роскомнедра)

Показана народно-хозяйственная важность производства и потребления редких металлов, слабость их минерально-сырьевой базы в России, уступающей зарубежной по качеству и технологичности руд. Необходимость самообеспечения России редкими металлами требует для ряда металлов создания либо кардинального совершенствования минерально-сырьевой базы.

Минерально-сырьевая база является основой развития мировой экономики и в значительной степени определяет экономический потенциал развитых государств. Более 30 лет назад основатель ИМГРЭ К.А.Власов заявил, что «технический уровень развития страны и ее прогресс в целом определяется не только количеством выплавленной стали, чугуна и цветных металлов, но также и объемом производства и использования редких металлов».

Редкие металлы — 35 химических элементов, применяемых в промышленности в основном с начала века, — и традиционно примыкающие к ним сурьма и ртуть, условно разделяются на две группы. В первую группу входят металлы, которые образуют собственные месторождения: литий, бериллий, цезий, ниобий, тантал, редкоземельные металлы, цирконий, стронций, германий, ртуть, сурьма; во вторую — те, которые встречаются преимущественно или исключительно в рассеянном состоянии в различных видах минерального сырья: ванадий, висмут, галлий, гафний, индий, кадмий, рений, селен, скандий, таллий, теллур, рубидий.

Несмотря на незначительную долю редких металлов в стоимости добываемых в мире минеральных ресурсов: 2 млрд \$ из триллиона \$ в мире и 0,4 млрд \$ из 200 млрд \$ в СНГ, — их роль в современной технике огромна. При общем снижении потребления в мире минеральных ресурсов большинство редких металлов, за исключением особо

токсичных — Be, Cd, Hg, Tl — испытывают устойчивую тенденцию роста потребности благодаря своим уникальным свойствам, обеспечивающим основу наукоемких технологий. Так, элементная база опто- и микроэлектроники — это Ge, Ga, In, Cd, Ta и др.; самые мощные лазеры — Ga, Sc, Gd; миниатюрные высокоомощные постоянные магниты — Nd, Sm, Dy; высокотемпературные сверхпроводники — Y, La, Sr, Bi, Tl; новая конструкционная керамика — Zr, Y; авиационные и космические материалы — Nb, Li, V, Be, Re, Sc; атомная техника — Zr, Hf, Nb, Cd, Bi, Eu; термоядерная энергетика — Li, Be, V и др. Широкий спектр редких элементов используется для легирования и модификации чугуна, стали, алюминия, в качестве катализаторов в химии и нефтехимии, модифицирующих добавок в производстве стекла и керамики и в других широких секторах потребительского рынка.

Расширение применения редких элементов в различных традиционных и новых производствах ведет к экономии природных ресурсов, улучшению экологической обстановки, повышению качества продукции, снижению энерго- и материалоемкости единицы валового национального продукта. Без редких металлов невозможно создание и поддержание на надежном уровне оборонной техники.

По потреблению и производству большинства редких металлов Россия и СНГ в целом в 5—10 раз отстают от развитых стран. С распадом СССР Россия, на долю

которой традиционно приходилось 60—80 % от общего потребления редких металлов в странах СНГ, попала в тяжелое положение. Многие горнодобывающие предприятия оказались за ее пределами, и в России не производятся такие и ранее дефицитные виды исходного сырья как циркон, сырье на иттриевые лантаноиды и иттрий, Re, Sc, Hg. Почти целиком осуществляется за пределами России переработка российских концентратов на TR, Be, Ta, Sb, более половины перерабатывающих мощностей по Bi, Ge, Cd, Nb, Ta, Re, Sc, Sr оказались в других странах СНГ. Нарушение экономических связей между странами СНГ делает необходимым создание собственной промышленности по всем перечисленным редким металлам.

По количеству запасов почти всех редких металлов, учтенному Государственным балансом, Россия занимает первое-третье места как в СНГ, так и в мире. На сотни, а в ряде случаев и на тысячи лет по современному и прогнозирувавшемуся на 2000 г. уровню потребления редких металлов разведаны запасы Be, V, Ge, Li, Nb, TR, Hg, Sc, Sr, Ta, Cs, Zr. Из более чем 20 видов редкометалльного сырья низкую обеспеченность запасами (максимум на несколько лет) имеют только Sb и Re.

Несмотря на формальную обеспеченность запасами, в качественном отношении сырьевая база России, как и СНГ в целом, значительно уступает мировому уровню. В 2—10 раз и более в рудах разрабатываемых российских месторождений ниже содержание V, Nb, Ta, TR, Sr и др. По этому показателю среди учтенных Государственным балансом только месторождения ртути, сурьмы, некоторые месторождения лития и циркония приближаются к разрабатываемым за рубежом источникам сырья. Однако укрупненная переоценка их балансовых запасов показала, что многие объекты могут отойти в разряд нерентабельных при существующих на данный момент экономических условиях. Среди недостаточно разведанных и пока не учтенных Государственным балансом также имеются месторождения, не уступающие мировому уровню, например, Томторское, но расположены они в основном в экономически неосвоенных районах.

По технологичности разрабатываемых и разведанных руд наша сырьевая база также

сильно уступает зарубежным странам. В мире редкие земли, ниобий, тантал добываются преимущественно открытым способом и частично из кор выветривания и россыпей, тогда как в России месторождение лопарита с содержанием его в руде около 2 % разрабатывается подземным способом. Лопаритовые концентраты содержат 30 % TR_2O_3 , 6 % Nb и <1% Ta, тогда как за рубежом получают 50—60 %-ные концентраты редких земель, 30—40 %-ные тантала и 60 %-ные — ниобия. Циркон за рубежом добывают дражным способом из прибрежно-морских россыпей, а сырьевая база России на 70 % представлена коренными рудами; известные россыпи — погребенные, где коэффициент вскрыши меняется от 3 до 7.

Многие наши месторождения, которые в запасах составляют очень большую часть, — комплексные. С этим связаны специфические проблемы редкометальной отрасли, когда месторождение имеет положительную экономическую оценку по комплексу элементов, но не все из них могут быть востребованы промышленностью. Например, запасы очень дефицитного сырья — циркона в щелочногранитных месторождениях (Катугинском и Улуг-Танзекском) очень большие, но их разработка из-за одного только циркона нерентабельна, а в ниобии и тантале на момент освоения потребность может отсутствовать.

Многие месторождения были поставлены на баланс 20—30, а то и 40 лет назад. Когда цены были стабильны, ревизия экономики этих месторождений не была актуальной. Теперь все иначе. Только за 1993 г. стоимость затратной части возросла более чем в 10 раз. Резко увеличилась стоимость электроэнергии, которая в некоторых проектах теперь достигает 60 % затрат. И это при том, что наши технологии, как правило, энергоемкие, поскольку раньше о стоимости энергии вопрос не ставился. В условиях рыночной экономики требуются периодическая ревизия запасов и иные подходы к их учету.

Мировые запасы редких металлов часто включают только запасы разрабатываемых месторождений, да и те разведаны лишь на срок, достаточный для рентабельной отработки. Таким образом, первенство России обеспечено отчасти разными подходами к оценке и разведке месторождений.

В целях обеспечения государственной безопасности и создания материальной основы научно-технического прогресса очевидна необходимость самообеспечения России редкими металлами. В первую очередь, необходимо совершенствование минерально-сырьевой базы дефицитных редких металлов, для которых недостаточно развита сырьевая база и/или производство. К таким металлам относятся Sb, Re, Hg, Y, Ge, Bi, Sc, Sr, Zr, Nb, Ta.

В отношении металлов, не обеспеченных сырьевой базой, задачи остаются очень серьезными и неотложными, поскольку во всех случаях, и особенно это касается редких металлов с их скачкообразным развитием спроса; минерально-сырьевая база должна быть подготовлена заблаговременно. Группа металлов с недостаточной обеспеченностью запасами, которые составляют всего от 5 до 30 % запасов стран СНГ, включает Sb, Re, Hg, Ge, Bi. В качественном совершенствовании нуждается сырьевая база Sc и Sr, запасы которых учтены в рудах, нигде в мире не используемых для получения этих металлов.

Наиболее угрожающее положение с сурьмой. На балансе стоит всего 6 месторождений. Из них два разрабатываемых формально обеспечены запасами на 14 лет, однако вскрытый карьер — всего на три года, и уже принято решение о сокращении производительности почти вдвое, чтобы растянуть этот срок до 5 лет. При этой производительности уровень потребности 1990 г. будет обеспечен наполовину. Несмотря на финансирование работ в районах действующих предприятий в последние годы, они не дали положительных результатов. Необходимо форсировать исследования в районах Восточного Забайкалья, где известные сурьмяные объекты недостаточно изучены. Кроме того, нужны серьезные прогнозно-металлогенические исследования с целью поиска богатых объектов в новых экономических районах.

Другой наименее обеспеченный запасами редкий металл — рений. На балансе числится всего 3 месторождения с очень небольшими запасами. Самое крупное из них разрабатывается на молибден, но рений по технологическим причинам не извлекается. Основным его источником являются

импортные концентраты. В настоящее время исследуется возможность извлечения рения из фумарольных газов вулкана Кудрявый, с которыми в атмосферу ежегодно улетает около 2 т рения. Необходима оценка рениеносности и возможности извлечения рения из всех типов медного сырья: медно-никелевого, медистых песчаников, меднопорфировых месторождений России.

Практически нет в России пригодных для освоения месторождений *ртути*, хотя обеспеченность запасами солидная. Месторождения, отвечающие мировому уровню, находятся на Чукотке, а действующий рудник в Краснодарском крае удовлетворяет около 10 % потребностей России, причем запасы его истощаются. Необходимо искать новые месторождения или осваивать новые источники получения ртути из других видов сырья, в т.ч. и вторичного.

Отсутствие собственных источников сырья на *иттрий и иттриевые лантаноиды* уже сказывается на недостаточном снабжении единственного в России производителя конечной продукции — Московского завода полиметаллов (МЗП). Раньше завод получал иттриевое сырье из Казахстана, где теперь его производство прекращено. Продукция МЗП имеет спрос и на мировом рынке, а отсутствие сырья может привести к ликвидации этого уникального производства, которое ранее по объему выпуска иттрия занимало одно из ведущих мест в мире. Однако основной объем балансовых запасов редкоземельных металлов, в группу которых входит иттрий, приходится на металлы цериевой группы. Россия по существу не имеет ни одного разведанного собственно иттриевого месторождения, реально пригодного к освоению. В случае резкого возрастания спроса на иттрий возможно извлечение его из апатитовых руд, а также из Томторского и Аллуайвского (эвдиалитового) месторождений. В то же время необходимо усилить поисковые и поисково-оценочные работы по обнаружению в России собственно иттриевых месторождений.

В запасах *германия* доля России от стран СНГ составляет всего 6 % при том, что промышленным источником сырья служили именно российские месторождения, которые уже близки к истощению. Германий-угольные месторождения Приморья при условии

их освоения способны удовлетворить прогнозируемый внутренний спрос в течение ближайших лет, однако в случае более высокого роста потребности, что по имеющимся данным не исключается, сырьевая база германия представляется слабой в количественном отношении. В последнее время спрос и цены на германий за рубежом интенсивно растут, и металл российского производства несомненно найдет спрос и на мировом рынке. Однако резерв месторождений для укрепления сырьевой базы германия практически отсутствует. Необходима разработка новых критериев их поиска, а также технологические исследования по различным видам сырья, и, возможно, поиски нетрадиционных источников.

Российские запасы *висмута* составляют всего 15 % от стран СНГ; собственно висмутовые месторождения на территории России практически отсутствуют. Запасы заключены в 44 месторождениях вольфрам-молибденовых (75 %), медных и полиметаллических свинцово-цинковых руд, где висмут является попутным компонентом с весьма низкими содержаниями (0,005—0,02 %). В процессе металлургической переработки 80—90 % висмута из разрабатываемых балансовых месторождений безвозвратно теряется, а для удовлетворения внутренней потребности металл импортируется. Первоочередными задачами являются совершенствование технологии извлечения и поиски собственно висмутовых месторождений, как резервного источника на случай резкого возрастания потребности.

Запасы *скандия* в России весьма значительны, но учтены в основном в бокситовых месторождениях, из которых он не извлекается в силу нерентабельности технологий. Основным его источником в СНГ были урановые и ильменитовые руды Казахстана и Украины. Большие запасы скандия связаны с отходами железорудного производства на Качканарском ГОКе, но балансом запасов они не учтены. Высоким содержанием скандия отличаются руды Томторского месторождения, которое в случае его освоения даже при небольшой производственной мощности выйдет в ряд лидеров по производству этого металла. Еще одним его источником могут служить минералы циркон-ильменитовых россыпей центральных районов России.

В балансе запасов по *стронцию* отсутствуют экзогенные целестиновые месторождения с содержанием SrO до 50—60 %, которые являются основным источником стронция в мире. Для получения стронция используется апатит Хибинских месторождений с содержанием всего 2 % SrO. Вместе с тем в прогнозных ресурсах, сопоставимых с балансовыми запасами, значительное место занимают целестиновые месторождения, приближающиеся по качеству к разрабатываемым месторождениям Средней Азии. Оценка промышленной значимости этих месторождений — задача ближайшего будущего.

Для таких металлов, как *цирконий*, *ниобий* и *тантал*, основные проблемы связаны с освоением промышленностью уже известных месторождений.

Одним из дефицитнейших редких металлов является *цирконий*. Единственное разрабатываемое бадделеит-apatит-магнетитовое Ковдорское месторождение удовлетворяет 10% потребностей России в цирконии. Основные запасы его связаны с коренными месторождениями, в том числе 70 % — с не освоенными промышленностью щелочными гранитами. Единственное подготовленное к отработке Туганское россыпное месторождение включает всего 15 % балансовых запасов. Сейчас оцениваются несколько россыпных месторождений (Лукояновское, Центральное, Бешпагирское), а также уникальное по запасам Аллуайвское эвдиалитовое месторождение, способное полностью обеспечить потребности России в циркониевых соединениях.

Ниобий и *тантал* характеризуются значительными запасами, но разрабатываются низкорентабельные и даже убыточные месторождения. Однако имеются и практически подготовленные к освоению высокорентабельные месторождения, в т.ч. уникальное Томторское, способное коренным образом изменить конъюнктуру ниобия не только в России, но и в странах ближнего и дальнего зарубежья.

Для многих попутных компонентов, производство которых связано обычно с высокими стадиями химико-металлургического передела: In, Se, Te, Tl, Cd, Ga и др., — сырьевая обеспеченность достаточна, и основные проблемы связаны с совершенствованием технологии их производства с целью сокращения производственных потерь.

В целом для всех редких металлов важнейшей задачей на настоящий момент является экономическая переоценка балансовых запасов, с тем чтобы представление об имеющейся сырьевой базе не было искаженным. Необходима также переоценка прогнозных ресурсов и объектов на самых ранних стадиях геологического изучения. На настоящий момент приоритет необходимо отдавать объектам с быстрой отдачей капиталовложений.

Задача совершенствования сырьевой базы России подразумевает не только обеспечение страны собственным сырьем, но и

увеличение ее экспортных возможностей. Предпосылки для этого имеются. В недавние годы открыты и (или) предварительно исследованы месторождения, не уступающие мировому уровню, а иногда и превосходящие его. Организация производства редких металлов возможна за счет мощностей, освободившихся в результате конверсии. Используя этот потенциал, Россия может и должна не только решить проблему обеспечения стратегическим сырьем, но и завоевать прочное место на мировом рынке редкометалльных товаров.

Kremenetsky A. A., Osokin Ye. D., Usova T. Yu.

PROBLEMS OF RARE METAL MINERAL BASE IN RUSSIA

Considering the importance of production and utilization of rare metals in national economy, we point out the weakness of their mineral base in Russia, being at a disadvantage in relation to those abroad in quality and technological characteristics of ores. The need of self-supply with rare metals in Russia calls for creation (for a number of metals) or radical perfection of mineral base.

УДК 553.042:553641 (470)

© А. А. Фролов, С. В. Белов, А. А. Бурмистров, 1996

ПЕРСПЕКТИВЫ УВЕЛИЧЕНИЯ РЕСУРСОВ АПАТИТОВЫХ РУД И РАЗМЕЩЕНИЯ СЫРЬЕВЫХ ИСТОЧНИКОВ В РОССИИ (на примере месторождений карбонатитового типа)

А. А. ФРОЛОВ, С. В. БЕЛОВ, А. А. БУРМИСТРОВ (ВИМС Роскомнедра)

Рассмотрены перспективы увеличения ресурсов апатитовых руд России за счет месторождений карбонатитового типа, широко проявленных в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Выделены наиболее перспективные в промышленном отношении карбонатитовые массивы и прогнозные площади, наиболее благоприятные для поисков объектов аналогичного типа. Учет распределения этих месторождений позволяет рационально разместить сырьевые базы этого вида минерального сырья как в Европейской, так и в азиатской частях России.

Эффективное развитие сельского хозяйства в известной мере сдерживается дефицитом фосфатного сырья. Предельная промышленная нагрузка на хибинский источник апатитовых руд, за счет которого выпускается 86 % общего объема фосфатных туков, вызывает необходимость выявления новых месторожде-

ний, особенно в районах Сибири и Дальнего Востока. Поэтому главной геологической задачей продовольственной программы является улучшение географического размещения сырьевых баз основных видов агрохимического сырья, открытие новых месторождений богатых и легкообогатимых руд [3, 5].

Существенная роль в решении этой задачи принадлежит апатитоносным карбонатитовым щелочно-ультраосновным массивам. Они являются крупными источниками как бедных, так и богатых апатитовых руд. К числу последних относятся камафориты (apatит-магнетитовые руды), апатитолиты и апатит-франколитовые руды коры выветривания. На наш взгляд, существует недооценка рудного потенциала карбонатитовых массивов. По существу хибинские апатит-нефелиновые руды в ийолит-уртитях можно отнести к сложному полиформационному варианту щелочно-карбонатитовых массивов. Однако природа не столь щедра на такого типа уникальные варианты, и реально при прогнозной оценке перспектив расширения сырьевой базы следует опираться на большое число уже выявленных щелочных карбонатитосодержащих массивов. Напомним, что Бразилия, освоив несколько карбонатитовых массивов, является ныне не только главным поставщиком пироксеновых концентратов на мировом рынке, но и отказалась от импорта фосфатного сырья, обеспечив себя апатитовыми рудами в корях выветривания карбонатитов до 2090 г.

В нашей стране существует высокий экономический потенциал промышленного освоения комплексных апатитосодержащих карбонатитовых руд, и это надо непременно учитывать при перспективных планах строительства ГОКов.

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые массивы известны на всех континентах. Общее их число превышает 300, и они группируются в 25 провинциях, контролируемых глубинными структурами рифтового типа на платформах, их складчатых обрамлениях и средних массивах. Первые известные проявления пород щелочно-ультраосновной формации относятся к раннему протерозою. В последующие эпохи масштабы магматизма этого типа нарастали: в палеозое вдоль краевых швов платформ, по их периферии и в обрамляющих областях завершенной складчатости; в мезозое и кайнозое, когда он достиг своего максимума, — в сквэзструктурных рифтовых зонах [6, 7].

Важной геотектонической особенностью рудоносных массивов является концентрация их на сближенных площадях, определяющая возможность последовательного про-

мышленного освоения месторождений. Отдельные массивы имеют значительные размеры, сопоставимые с крупными рудными полями, в которых локализованы руды многих полезных ископаемых (P, Nd, Ta, TR, Ti, Fe, CaF₂, флогопита и др.). Это повышает их экономический потенциал и обеспечивает долгосрочную перспективу эксплуатации открытым, подземным или комбинированным способом, что важно в условиях северных территорий. В рассматриваемых массивах локализуются семь минеральных типов фосфатных и комплексных фосфатсодержащих руд: 1) апатит-нефелиновый в ийолит-уртитях, 2) эгирин-apatитовый в фенитах, 3) апатит-пироксеновый в микроклинитах, 4) апатит-пироксено-магнетитовый в камафоритах, 5) апатит-пироксеновый в карбонатитах, 6) апатит-фергусонит-пироксеновый в линейных зонах карбонатитов, 7) апатит-франколитовый в корях выветривания карбонатитов и фенитов. На территории РФ известно более 60 массивов рассматриваемого типа. Большинство из них расположено в периферических частях Восточно-Европейской и Сибирской платформ и концентрируется в двенадцати провинциях: Карело-Кольской, Тиманской, Воронежской, Маймеча-Котуйской, Оленеко-Удзинской, Сетте-Дабанской, Алданской, Восточно-Саянской, Енисейской, Чадобецкой, Ильмено-Вишневогорской, Приморской [1, 2, 6] (рис. 1, 2).

В строении массивов принимают участие четыре группы пород: 1) ультрамафиты — оливиниты, дуниты, пироксениты, 2) пироксен-нефелиновые породы и мелилитовые породы — якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, турьяиты, окаиты, 3) нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты, 4) карбонатиты. Они характеризуются зонально-кольцевой, в отдельных случаях линейной структурой.

Апатит является сквозным минералом и образуется на всех этапах формирования массивов. При этом существенные его концентрации отмечаются как в ранних породах (пироксенитах), так и в самых поздних образованиях (карбонатитах) вплоть до насыщенных апатитом кольцевых даек сецитов, секущих штоки вулканических жерловых пород полевошпатового состава. Особый интерес представляют коры выветривания

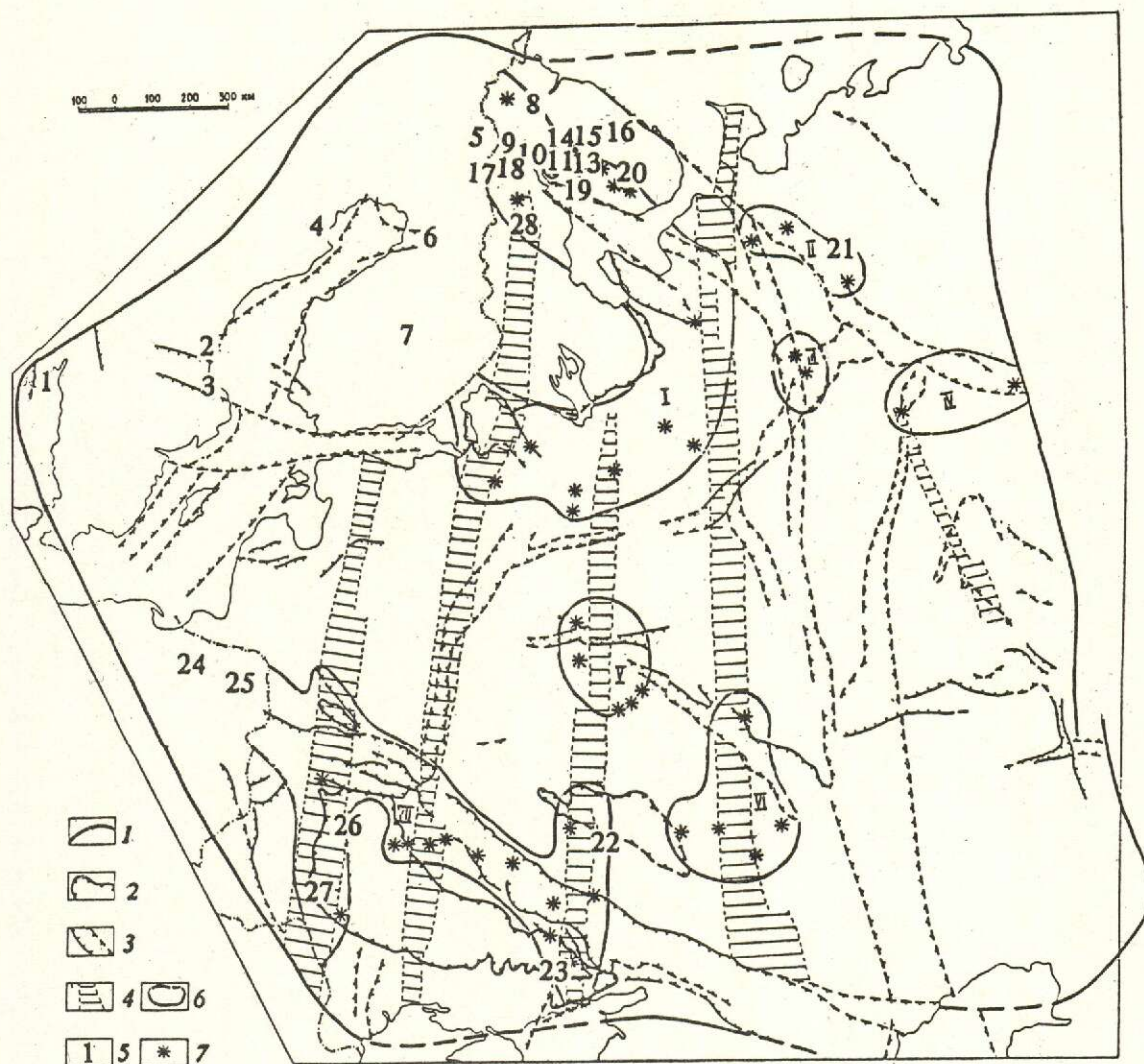


Рис. 1. Схема размещения на Восточно-Европейской платформе массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами и перспективных площадей на апатитовые руды (геотектоническая основа по Я.Н.Белевцеву, Г.И.Каляеву и др., 1985; А.В.Бронгулееву и др., 1986):

1 — границы платформы; 2 — границы щитов; 3 — рифейские грабены (авлакогены); 4 — глубинные линеаменты; 5 — массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами: 1 — Фен, 2 — Стерней, 3 — Евле, 4 — Альне, 5 — Сокли, 6 — Сиулинярви, 7 — Куопио, 8 — Себляврский, 9 — Ковдорский, 10 — Африкандский, 11 — Озерная Варака, 12 — Лесная Варака, 13 — Салмагорский, 14 — Хибинский (Тулийок), 15 — Ловозерский, 16 — Контозерский, 17 — Салланлатвинский, 18 — Вуориярвинский, 19 — Центральный, 20 — Песочный, 21 — Косью, 22 — Дубравинский, 23 — Новополтавский, 24 — Элкский, 25 — Тайно, 26 — Городницкий, Березовая Гать, 27 — Проскурковский, Антоновский; 28 — Тикшеозерский; 6 — перспективные площади; 7 — локальные перспективные узлы (по гравимагнитным и космогеологическим данным)

апатитоносных пород, преимущественно карбонатитов. В целом в пределах массивов рассматриваемого типа локализуется более 10 минеральных типов апатитсодержащих месторождений. Среди них выделены место-

рождения следующих морфогенетических типов [2, 6]:

1. Пластообразные конически изогнутые залежи богатых сплошных апатит-нефелиновых руд в ийолит-уртитах. Месторождения данного типа известны только в преде-

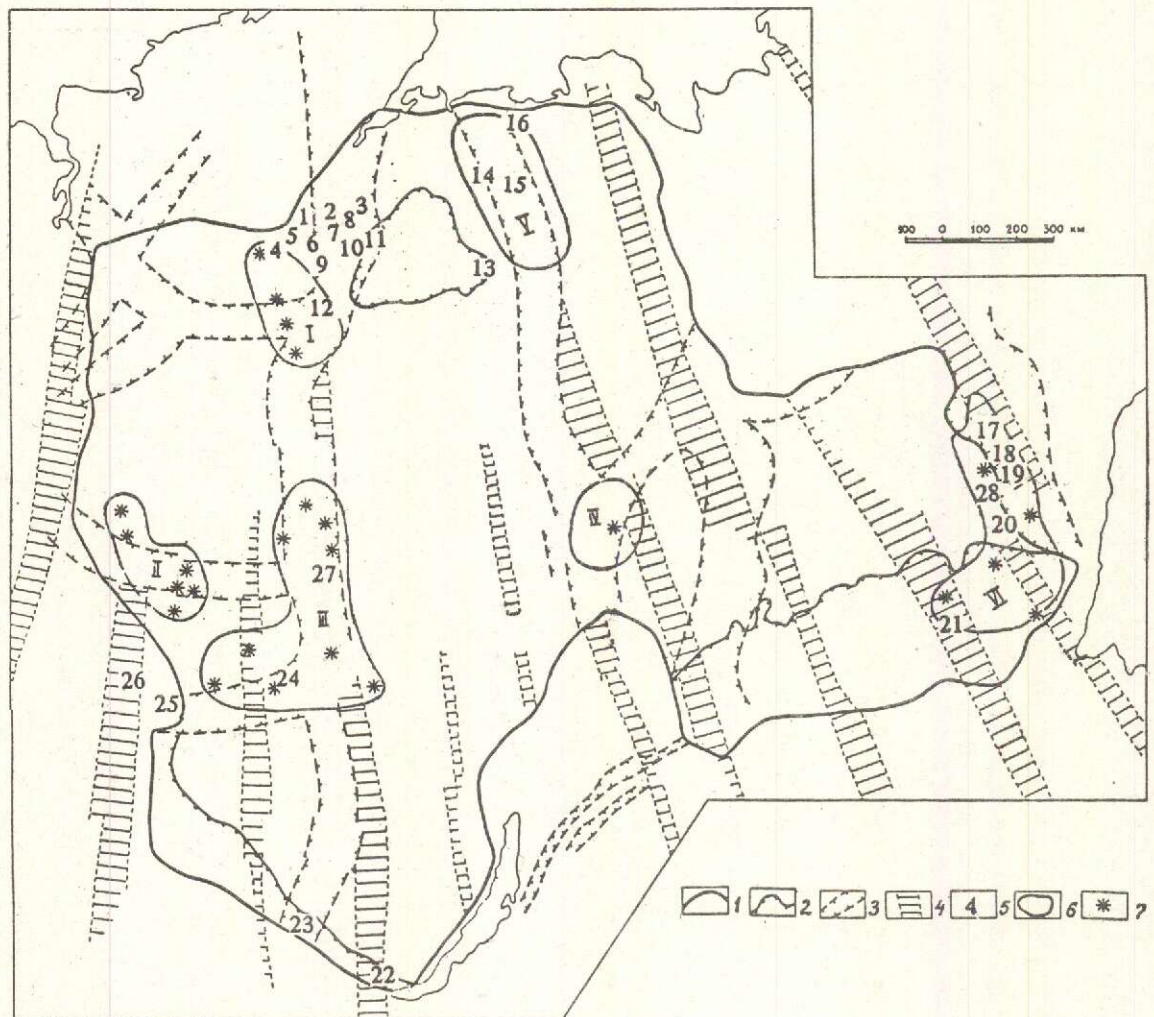


Рис. 2. Схема размещения на Сибирской платформе массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатами и перспективных площадей на апатитовые руды (геотектоническая основа по В.В.Семеновичу, Л.И.Ровнину, Г.А.Габриэлянцу и др., 1982):

1 — граница платформы; 2 — контуры кристаллических щитов и выступов; 3 — предполагаемые границы рифтогенных структур (авлакогенов, грабенов); 4 — глубинные линеаменты; 5 — массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатами: 1 — Гули, Седетте, 2 — Одихинча, 3 — Немакит, 4 — Чангит, 5 — Атырдык, Романиха, 6 — Далбыха, Урукит, Быхыт, 7 — Кугда, 8 — Сона, Чурбука, 9 — Бор-Урях, 10 — Маган, 11 — Ыраас, 12 — Ессей, 13 — Куонамская группа, 14 — Чуэмпинский, 15 — Томтор, Богдо, 16 — Буолкалахский, Уэлинский, 17 — Поворотный, Гек, Воин, 18 — Горноозерский, 19 — Хамна, 20 — Ингили, 21 — Арбарастах, 22 — Большежидойский, 23 — Белозиминский, Среднезиминский, Большетагнинский, 24 — Чадобецкий, 25 — Среднетатарский, 26 — Кийский, 27 — Чавидский; 6 — перспективные площади; 7 — локальные перспективные узлы (кольцевые структуры по космогеологическим и гравимагнитным данным)

лах Хибинского щелочного массива. Руды высококачественные, легкообогатимые практически нацело сложенные полезными минералами (апатит, нефелин, сфен, титаномагнетит, эгирин). Суммарные запасы руд известных месторождений оцениваются как уникальные, при среднем содержании

14,2 % P_2O_5 . Хибинская группа месторождений — основная сырьевая база промышленности минеральных удобрений России.

2. Кольцевой формы залежи богатых апатит-эгириновых руд в фенитах. Этот тип представлен пока единственным крупным Маганским месторождением и несколькими

проявлениями в Маймеча-Котуйской провинции (север Красноярского края) и на Кольском полуострове (Турий мыс). Во всех случаях они приурочены к зоне эндо-экзоконтакта щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, располагаясь в метасоматически измененных ийолитах и породах рамы — фенитах. Масштабы оруденения весьма крупные с содержанием в рудах 4—8 % P_2O_5 . По сравнению с собственно карбонатитовыми комплексными рудами эти руды мономинеральны, обладают повышенным качеством и легкой обогатимостью.

3. Дуговидной формы залежи рядовых комплексных редкометалло-апатитовых руд в микроклинитах. Так же как и предшествующий, данный тип проявлен лишь в одном Большетагнинском массиве, расположенном в Восточном Саяне на территории Иркутской области. Здесь известны две залежи штокверкового строения, содержание апатита в которых варьирует от нескольких до десятков процентов P_2O_5 .

4. Штоки, кольцевые цилиндрические, конические тела и их серповидные жиллообразные фрагменты богатых сплошных апатит-магнетитовых руд (камафоритов). Масштабы месторождений крупные и средние, содержание в рудах P_2O_5 — 5—10 %. Общий их потенциал в пересчете на P_2O_5 составляет 16 %. В настоящее время эти месторождения считаются наиболее перспективными для промышленного освоения. За рубежом камафориты разрабатываются комплексно в Бразилии (Серроте), Канаде (Немигос) и ЮАР (Палабора). В РФ пока эксплуатируется единственное Ковдорское бадделейт-апатит-магнетитовое месторождение и ряд объектов изучен на стадиях поисково-оценочных работ и предварительной разведки — Себляврское, Вуориярвинское, Ессейское, Ыраасское.

5. Штокообразные тела, кольцевые жилы, жильные и метасоматические кольцевые и линейные зоны бедных комплексных апатит-пирохлоровых вкрапленных руд в кальцитовых карбонатитах. Наиболее крупные рудоносные штоки имеют площадь 5—10 км², прослежены на глубину 1200—1600 м; содержание в труднообогатимой руде 3,5—5,2 % P_2O_5 . Этот тип месторождений может служить важным источником попутного получения апатита, запасы которого (в пе-

ресчете на P_2O_5) в конкретных месторождениях достигают 20—40 и более млн т. Общесоюзный потенциал месторождений апатит-редкометалльных руд составляет 6,5 %.

6. Залежи бедных комплексных апатит-перовскит-титаномагнетитовых сплошных и вкрапленных руд в ультрамафитах и пироксен-нефелиновых породах.

7. Сложной формы редкометалло-франколитовые и апатит-франколитовые залежи в линейных корах выветривания в зонах разломов среди апатитоносных карбонатитов и плащеобразные залежи латеритного преобразования апатитсодержащих пород. Этот тип наиболее продуктивных апатитовых месторождений формируется в результате выветривания карбонатитов, фенитов и других апатитоносных пород в щелочно-ультраосновных массивах. Содержание в рудах изменяется от 8—10 до 18—20 % P_2O_5 . Формы и масштабы рудных залежей зависят от многих факторов. Руды этого типа месторождений успешно разрабатываются в африканских странах и Бразилии, разведаны в РФ на Белозиминском и Ковдорском массивах.

Главным промышленно-генетическим типом апатитовых месторождений зарубежных стран, с которым связано подавляющее большинство важнейших месторождений, является карбонатитовый с комплексными апатит-магнетитовыми рудами (Бразилия, Финляндия, ЮАР, Канада, Замбия, Зимбабве, Уганда и др.). В 20 месторождениях этих стран запасы руд составляют около 5 млрд т, из них 10 месторождений разрабатывается, обеспечивая ежегодное производство 7,3 млн т апатитового концентрата, содержащего 36—38 % P_2O_5 [4].

В РФ комплексные апатитовые и апатитсодержащие руды в карбонатитах в той или иной мере разведаны на Ковдорском, Себлявринском, Вуориярвинском, Центральном (Турий мыс), Маганском, Ыраасском, Ессейском, Томторском, Арбарастахском, Горноозерском, Белозиминском, Среднезиминском, Татарском и Дубравинском месторождениях. Суммарные запасы категории В + С₁ по ряду наиболее изученных месторождений учтены государственным балансом. От общеразведанных запасов они составляют 28,5 % по руде и 15,9 % по P_2O_5 , а с учетом запасов категории С₂ они

соответственно составляют 37,2 % и 19,7 %. Еще более значительными оказываются цифры при рассмотрении прогнозных ресурсов. Это связано не столько с содержанием апатита в рудах, сколько со значительной площадью и большой глубиной распространения рудоносных карбонатитовых тел. Прогнозные ресурсы P_2O_5 категории $P_1 + P_2 + P_3$ в комплексных апатитоносных рудах на двадцати карбонатитовых массивах ориентировочно оцениваются в 4,75 млрд т, из них около 1,5 млрд т (32 %) связаны с богатыми рудами ковдорского (камафоритового) и маганского типа.

По мере выявления карбонатитовых массивов возникает задача определения типов, масштабов и качества локализованного в них оруденения и его количественной сравнительной оценки с уже известными аналогами. Только сравнительный анализ всех имеющихся геологических и экономических сведений о выявленном объекте позволит определить уровень практической значимости и наметить направление дальнейших поисково-разведочных работ.

Первый опыт сравнительной прогнозной оценки карбонатитовых массивов был выполнен А.А.Фроловым, И.Д.Савинским и В.О.Вальковым в 1974 году на основе метода распознавания образов [8], а позже посредством мультипликативного показателя перспективности по комплексу критериев. Однако для более весомого обоснования народнохозяйственной значимости того или иного объекта, требуется геолого-экономическая оценка, которая выполнена нами с помощью методики, разработанной А.Г.Харченковым [9]. Эта методика включает систему процедур, направленных на определение ряда геологических, технологических и экономических параметров, которые в конечном итоге позволили сопоставить издержки производства с ценностью получаемой товарной продукции. В целом последовательность действий при оценке была следующей:

определение по результатам поисковых работ типов руд, их прогнозных ресурсов, минеральных и химических составов;

выявление условий залегания рудных тел и выбор открытого или подземного способа их разработки;

определение годовой производительности горнообогатительного комбината в зависимости от общих ресурсов массивов;

выбор принципиальных схем переработки комплексных руд в зависимости от их минерального состава;

определение технологических показателей добычи и обогащения (потерь, извлечения, снижения качества и т.д.);

определение себестоимости разведки, добычи и переработки руд и издержек на извлечение каждого полезного минерала;

определение выходов концентратов из руд и их ценности;

сопоставление общих издержек производства с ценностью получаемой продукции, определение размера прибыли или убытка;

определение размера капиталовложений, требующихся на освоение месторождения (или группы месторождений);

расчет величины показателя эффективности капиталовложений и принятие решения о перспективности месторождения, если показатель больше нуля, и о целесообразности его первоочередной разведки, если значение показателя больше нормативного.

Исходя из имеющихся материалов расчетом был охвачен 21 карбонатитовый массив, из которых 13 оказались рентабельными для комплексной отработки руд с нормативным сроком окупаемости капиталовложений не превышающим 5 лет. В соответствии с коэффициентом эффективности ($K_{эф} = 1/T$, где T — срок окупаемости капиталовложений) их промышленного освоения они расположились в следующем порядке: Белозиминский (0,68), Томторский (0,63), Татарский (0,52), Большетагинский (0,48), Среднезиминский (0,46), Вуориярви (0,40), Горноозерский (0,40), Ковдор (0,32), Себляврви (0,30), Арбарстах (0,30), Кийский (0,29), Салланлатвинский (0,23), Африканда (0,22). Наибольшим промышленным потенциалом обладают массивы севера Восточно-Европейской платформы, характеризующиеся значительными перспективами наращивания запасов комплексных, особенно апатит-магнетитовых и апатит-пироксеновых руд.

Рудный комплекс, связанный с карбонатитсодержащими массивами, является источником получения не только фосфора, но и ниобия, редких земель, железа, титана, меди, циркония, а также флюопита, флюорита и карбонатного сырья. Практический интерес могут представлять тантал, уран,

торий, свинец, цинк, молибден, полевой шпат, барит, огнеупоры, самоцветы (хризолит) и минеральные краски. Широкий набор видов минерального сырья является отражением специфических черт геологической рудоносной формации, в контурах которой, как ни в какой другой, оказались объединенными ультраосновные, щелочные и карбонатные породы, являющиеся производными единой мантийной магмы. Минеральные типы месторождений представлены обычно комплексными рудами с крупными, иногда уникальными запасами, сосредоточенными в штокообразных, цилиндрических конических и неполнокольцевых жиллообразных телах. Повышенные концентрации ряда устойчивых минералов образуются в корках выветривания на карбонатитах. Не все указанные виды минерального сырья встречаются в пределах одного массива. Обычно в современном эрозионном срезе отдельных массивов проявлено до 5—6 типов полезной минерализации, из которых промышленное значение имеют 2—3, а в некоторых наиболее продуктивных — до 5 видов рудного и нерудного минерального сырья. Анализ рудоносности 60 массивов показывает, что наибольший удельный вес в них, вне зависимости от типа провинции, имеют апатитовые и пироксеновые руды, образующие существенные концентрации в каждом четвертом-пятом массиве. Комплексный характер оруденения массивов и их группировка на сближенных территориях позволяет выделять крупные рудные узлы или районы важного народнохозяйственного значения. Это повышает их экономический потенциал и обеспечивает долгосрочную перспективу их эксплуатации. Наибольшими промышленными перспективами характеризуются массивы севера Восточно-Европейской платформы, севера и юга Сибирской платформы. При этом Белозиминский рудный узел в составе собственно Белозиминского и Больше-тагнинского массивов, как показали экономические расчеты, относится к самому промышленно значимому объекту. Здесь кроме редкометального сырья может быть налажено производство апатитовых концентратов из трех типов руд: апатит-пироксеновых, руд коры выветривания, апатит-пироксеновых в микроклинитах и апатит-пироксеновых (гачеттолитовых) в карбонатитах.

Проведенный нами анализ космогеоло-

гических и тектонических материалов масштаба 1:5000000—1:1000000, а также геологических и геофизических данных в масштабе 1:1000000—1:200000 позволил выявить региональные закономерности размещения и критерии оценки рудоносности перспективных площадей развития УЩК и карбонатитов, соответствующих по рангу рудным районам (провинциям), рассматриваемым в качестве возможных новых сырьевых баз на территории России и отчасти Украины. Всего выделено 13 таких площадей, часть из которых непосредственно примыкает к известным провинциям УЩК (см. рис. 1 и 2). В пределах Русской платформы выделяется: Приладожско-Онежская (юго-восточное обрамление Балтийского щита) (I), Тиманская (II), Вычегодская (III), Северо-Приуральская (IV), Московская (V), Воронежская (VI), Приазовско-Днепровско-Донецкая (VII), на Сибирской платформе: Маймеча-Котуйская (I), Подкаменно-Тунгусская (II), Чадобецкая (III), Сунтарская (IV), Уджино-Оленекская (V), Алдан-Сеттедабанская (VI).

К числу наиболее важных критериев для их выделения относятся: структуры внутриплатформенного рифтогенеза (грабены и авлакогены); сквозьструктурные зоны меридиональных линеаментов, выявленные по космогеологическим и геолого-геофизическим данным; кольцевые структуры, в т.ч. нескрытые, установленные по космогеологическим и гравимагнитным данным, рассматриваемые как локальные перспективные узлы со «слепыми» массивами УЩК, для которых отмечается широкое развитие даек пикритовых порфиритов, жил анкерит-доломитового, кварц-баритового, карбонат-флюоритового и альбитового состава, зон интенсивного окварцевания и фенитизации вмещающих пород на участках расщепления или пересечения вышеназванных разрывных структур.

Степень перспективности выделенных площадей далеко не равнозначна. В первую очередь, заслуживают внимания области с невысокой мощностью платформенного чехла: юго-восточное обрамление Балтийского щита, Приазовско-Днепровско-Донецкая, Воронежская, Чадобецкая, Сунтарская, Уджино-Оленекская и Алдан-Сеттедабанская площади. Кроме этого необходимо учитывать и

степень удаленности выделенных площадей от экономически освоенных районов и действующих горных предприятий. Основная их часть полностью или отчасти удовлетворяет этому весьма существенному критерию.

Необходимо отметить, что результаты наших прогнозных исследований близки к рекомендациям, полученным по итогам недавно завершенных аналогичных работ ВНИИГЕОЛНЕРУДа (1992), и еще ранее нашли подтверждение в открытии карбонатитов в Приазовье и на Оленекском поднятии [7].

Главные выводы проведенного исследования следующие:

мировая практика показывает, что обеспечение фосфатным сырьем во многих странах Америки и Африки в значительной мере или полностью осуществляется за счет апатитоносных карбонатитовых массивов, в которых сосредоточены огромные ресурсы богатых (камафориты, апатитолиты, апатит-франколитовые руды кор выветривания) и бедных (apatит-пироксеновых) руд;

наша страна располагает масштабными источниками руд этого типа, рассредоточенными на ее территории, что создает возможность улучшения географического размещения сырьевых баз. Из тринадцати известных перспективных карбонатитовых массивов, обеспечивающих высокорентабельную комплексную разработку апатитоносных руд наибольший практический интерес представляет Белозиминский рудный узел, расположенный в экономически освоенном районе Восточной Сибири;

имеются перспективы открытия новых карбонатитовых массивов на Сибирской платформе, особенно в сквозьструктурных

меридиональных зонах Таймыро-Ангарского и Уджино-Вилуйского грабенов;

актуальна оценка мелких месторождений богатых апатитовых руд, разработка которых возможна даже геологоразведочными экспедициями;

большое число апатитоносных карбонатитовых массивов, сравнительно равномерно распределенных на территории РФ, обеспечивает возможность рационального размещения сырьевых баз как в европейской, так и, особенно, в азиатской частях страны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка / В.П.Богадица, Е.Л.Данилин, Л.С.Егоров и др. — Новосибирск: Наука, 1983.
2. Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков. — М.: Недра, 1980.
3. Евстрахин В.А., Филько А.С. Геологические основы реализации продовольственной программы СССР / Советская геология, 1990. № 1. С. 3—10.
4. Минеральные ресурсы развитых капиталистических и развивающихся стран (на начало 1988 г.). — М.: ВО Зарубежгеология, 1989.
5. Филько А.С. Перспективы развития сырьевой базы фосфатных руд / Разведка и охрана недр. 1990. № 8. С. 3—6.
6. Файзуллин Р.А., Фролов А.А., Вахромеев Г.С. Месторождения апатита формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, вопросы их прогнозирования и поисков: Обзор ВИЭМС. — М., 1977.
7. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. — М.: Недра, 1975.
8. Фролов А.А., Вальков В.О., Савинский И.Д. К проблеме прогнозирования месторождений карбонатитовой формации (с использованием методов распознавания образов) / Советская геология. 1974. № 10. С. 121—132.
9. Харченков А.Г. Принципы и методы прогнозирования минеральных ресурсов. — М.: Недра, 1987.

Frolov A. A., Belov S. V., Burmistrov A. A.

AN OUTLOOK FOR INCREASE IN APATITIC ORE RESOURCES AND SETTING OF RAW MATERIAL SOURCES IN RUSSIA (CASE: CARBONATITE-TYPE DEPOSITS)

We consider the prospects of increasing Russian apatitic ore resources thanks to carbonatite-type deposits, which are widespread within the East European and Siberian platforms. The most promising (in economical sense) carbonatite masses and prognostic areas most favourable for occurrence of similar depositional features are marked out. Taking into account the distribution of these deposits permits of optimum setting of raw material bases for this mineral commodity in both European and Asian parts of Russia.

УДК 553.41:553.491:553.492:552.32:552.33

© Коллектив авторов, 1996

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО ГАББРО-УРТИТОВОГО ПЛУТОНА

А. М. САЗОНОВ, О. М. ГРИНЕВ, Г. И. ШВЕДОВ, Н. К. АЛГЕБРАИСТОВА,
А. И. РЮМИН, Е. А. АЛЕКСЕЕВА, В. А. БУХАРОВ (КГАЦМиЗ Госкомитета РФ
по высшему образованию)

В фельдшпатоидных породах Кия-Шалтырского массива обнаружены минералы золота, серебра и платиноидов. Приведены материалы исследования минералов рудного комплекса и результаты пробирного анализа концентратов лабораторных технологических проб. Предполагается выделение нового генетического и промышленного типов благороднометалльных месторождений. Необходимы технологические испытания попутного извлечения золота, серебра и платиноидов из уртитового глиноземного сырья.

Активизация научно-исследовательской деятельности над потенциалом развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в России, в значительной мере, связана с реализацией национальной программы «Платина России». Комплекс первоочередных проблем, стоящих перед платиновой промышленностью страны, определяется социально-экономическими вопросами, поисками и оценкой новых нетрадиционных месторождений, созданием новых технологий извлечения металлов платиновой группы [6].

Территория Средней Сибири является уникальным районом, где с прошлого века известны проявления платиноидов и разрабатывается, одно из крупнейших в мире, Норильское месторождение. Потенциальная рудоносность региона еще не определена и требует изучения.

Пробирным анализом геохимических проб (навески 50—100 г) главных типов пород Кия-Шалтырского массива нами установлены повышенные концентрации благородных металлов, г/т: в мезократовом габбро (Pd — 0,33, Ag — 0,56), тералите (Ag — 0,53), уртите (Pt — 0,032, Rh — 0,049, Au — 0,024, Ag — 1,16) и нефелиновом сиените (Pd — 0,825, Au — 0,04). Анализы выполнены в арбитражной лаборатории института СибцветметНИИпроект г. Красноярска, аналитик Л.Е. Дрозд. Ранее, при оценке золотоносности магматитов палеозойских орогенов [9], А.Ф. Коробейниковым определены субкларковые значения концентраций золота в изученных нами породах,

г/т: уртиты (2,9, среднее из 20 определений), тералиты (3,7, среднее из 20 определений), нефелиновые сиениты (1,8, среднее из 40 определений).

Известно, что фельдшпатоидные породы заметно обогащены сульфидами [1], являющимися концентраторами благородных элементов. Геологическая документация, сопровождающая эксплуатационную выемку уртитовых руд на Кия-Шалтырском карьере, свидетельствует о значительной сульфидоносности пород массива. Содержание рудных минералов в урритах, поступающих в глиноземное производство, достигает 4 и более процентов. Минералогия и петрология Кия-Шалтырского массива рассмотрены в работах [2, 8, 11, 12, 14], в которых нет сведений о благороднометалльной минерализации сульфидизированных пород.

Акцентируя внимание на перспективности обнаружения промышленных концентраций благородных металлов в нефелиновых породах, приведем предварительные сведения по рудной минерализации Кия-Шалтырского месторождения уртитов.

Кия-Шалтырский массив относится к сложнодифференцированным интрузиям и детально изучался в процессе разведочных работ на глиноземное сырье [5, 7, 8, 11—13]. Плутон имеет в плане W-образную форму, вытянутую в северо-западном направлении, занимая на поверхности около 2,1 км² (рис. 1). Он приурочен к северо-восточному крылу брахисинклинали, сложенной преимущественно карбонатными отло-

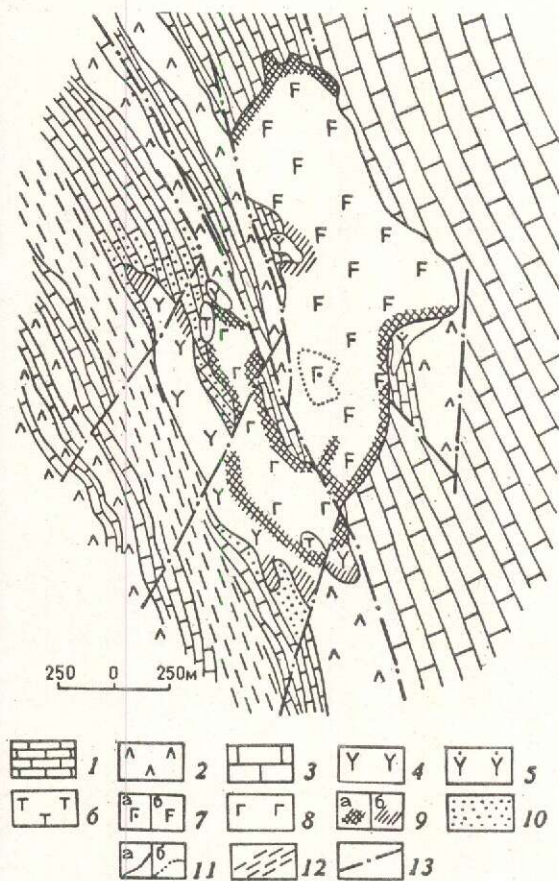


Рис. 1. Схема геологического строения района Княшальтурского массива (составил О.М.Гринев с использованием материалов ПГО «Запсибгеология»):

усть-кундатская свита: 1 — тонкослоистые известняки, с прослоями кремнисто-глинистых пород, 2 — туффы с редкими прослоями туфов среднего состава; 3 — массивные и широкослоистые известняки усинской свиты; 4 — уртиты, ийолиты; 5 — порфиroidные ийолит-уртиты; 6 — тералиты; 7 — габбро: а — порфиroidное трахитоидное лейкократовое, б — трахитоидное лейкократовое; 8 — мезократовое габбро; 9 — эндоконтактные фации габброидов: а — неравнозернистое меланократовое габбро, габбро-пироксениты, б — скарнированные уртиты; 10 — мраморизованные и скарнированные карбонатные породы; 11 — границы: а — самостоятельных геологических тел, б — фациальных переходов; 12 — зона рассланцевания пород; 13 — дизъюнктивы

жениями усть-кундатской и усинской свит нижнего кембрия. Главные петрографические разновидности пород массива представлены мезократовым полосчатым габбро (центральное тело плутона), лейкократовым трахитоидным габбро (восточная ветвь) и уртитами (западная ветвь). Менее распространенные габбропироксениты, якупиран-

гиты, мельтейгиты, ийолиты, ийолит-уртиты осложняют структуру интрузии в ее экзоконтактах. Тералиты и нефелиновые сиениты образуют жильные тела мощностью до 60 м и протяженностью до 150 м. Многочисленные петрографические различия субщелочных и фельдшпатовидных дайковых пород распространены в интрузии и вмещающих породах. Термальное воздействие плутона на вмещающие породы прослеживается на расстоянии 200—300 м от контактов, главным образом, в направлении простирающихся вмещающих пород. Оно выражается в мраморизации и ороговикании пород вмещающей рамы. Со становлением тела уртитов связано формирование монтичеллит-воластонитовых скарнов с везувианом, себолитом и банитом [14]. Контаминация, контакто-реакционные процессы, широко проявленные в контактовых зонах, затрудняют интерпретацию последовательности формирования массива, что отражается в несогласованности мнений исследователей [2, 5, 7, 8, 11—13]. С учетом материалов предшественников предлагается следующая схема последовательности формирования интрузии: мезократовое габбро, лейкократовое габбро → тералиты → уртиты, порфиroidные ийолит-уртиты → нефелиновые сиениты [5].

Сульфидная минерализация различной степени интенсивности поражает практически все породы. Ранее [15], описаны дайки нефелин-пироксен-пирротинового и пироксен-пирротинового состава, образование которых авторы связывают с ликвационным расслоением фойдолитового расплава. Наряду с преобладающим пирротинном, в них обнаружены кобальтовый пентландит, халькопирит, сафлорит, глаукоdot, пирит и магнетит.

Для исследования вещественного состава нами отобраны лабораторные технологические пробы сульфидизированных пород весом 8,2—17,2 кг, которые изучались с использованием оптической микроскопии, растрового электронного микроскопа типа GXJ-35 фирмы «GEOL» с энергодисперсионной приставкой «Kevex» в лабораториях Красноярской государственной академии цветных металлов и золота (КГАЦМиЗ) и ОИГГиМ СО РАН (г.Новосибирск). Количественные характеристики химического со-

става минералов получены на микрорентгеноспектральном анализаторе «Самебах-Місго» (аналитик Л.Н.Поспелова). Условия анализа: $E_0 = 20 \text{ kV}$, $J = 60 \text{ нА}$, время анализа — 10 сек. В качестве эталонов служили чистые сплавы и минералы платиноидов. Определение концентрации металлов платиновой группы (МПГ), золота и серебра проводилось в лаборатории завода цветных металлов (г.Красноярск). Для повышения надежности определения содержаний благородных металлов и получения предварительных технологических показателей обогатимости руд нами проведено гравитационное концентрирование материала проб на концентрационном столе и 3-х дюймовом концентраторе Кнельсона в лаборатории кафедры обогащения полезных ископаемых (КГАЦМиЗ).

Крупность материала соответствовала классу $-0,63 + 0 \text{ мм}$. На концентрационном столе получили два продукта — концентрат (КС) и хвосты. Из хвостов стола доизвлекали тяжелую фракцию сепаратором Кнельсона. Тяжелая фракция сепаратора (КК), концентрат и хвосты концентрационного стола анализировались на содержание в них МПГ, серебра и золота. Содержание благородных металлов в суммарном концентрате и исходной пробе рассчитывалось по уравнению баланса металлов. Выход гравикоцентра и результаты пробирного анализа приведены в таблице.

Золото и серебро фиксируется во всех пробах. Платиноиды установлены в мельтейгите, ийолите и уртите. Наиболее высокое содержание платины ($7,3 \text{ г/т}$) выявлено в графитизированном мельтейгите. В пробе сульфидизированного скарна платиноиды не установлены, но в протолочке встречен сперилит. Палладий обнаружен только в концентрате Кнельсона из графитизированного мельтейгита. Рутений и иридий в пробах не обнаружены, при чувствительности метода анализа $0,5 \text{ г/т}$. Таким образом, значимые концентрации Au, Pt и Rh обнаружены в обычных породах массива. Наличие повышенных содержаний благородных металлов в графитизированном мельтейгите указывает на возможность концентрирования их в структурных ловушках в ходе изменчивого по РТ-параметрам процесса образования пород и их постмагматического изменения.

В ходе геохимических работ нами проведено опробование руды и промпродуктов Ачинского глиноземного комбината (АГК). На АГК поступает кондиционная руда Кия-Шалтырского месторождения с пониженным содержанием сульфидов (1—4 %). Вес исходных проб составлял 15—20 кг. В концентраторе Кнельсона установлены содержания следующих металлов, г/т: из уртыта — Au — 5,7, Ag — 80,0, Pt — 2,0, Pd — 0,5, Rh — 1,5; из крупнозернистой пыли циклонов — Au — 0,6, Ag — 6,0, Pt — 2,0, Pd — 1,0, Rh — 2,0; из тонкодисперсной пыли электрофильтров — Au — 0,6, Ag — 6,0, Pt — 2,0, Pd — 3,0, Rh — 1,5; в белитовом шламе — Au — 0,5, Ag — 7,0, Pt — 2,0, Pd — 2,0, Rh — 1,5. Как видно из результатов анализа, золото и серебро «теряются» на первых стадиях глиноземного производства, а платиноиды сохраняются примерно в равных концентрациях на всех стадиях процесса. Учитывая, что благородные металлы концентрируются в тяжелой фракции уртыта, являющейся вредной примесью глиноземного производства, необходимы технологические испытания на АГК по отделению гравикоцентра из руд, извлечению благородных металлов и расчет технико-экономических показателей целесообразности попутной добычи золота и платиновых металлов.

Минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, титаномагнетитом, сульфидами, арсенидами и интерметаллидами (таблица). Макроскопически надежно определяется только пирротин. Разнообразие минералов рудного комплекса в породах Кия-Шалтырского массива устанавливается только под микроскопом. В целом, 95—96 % от объема рудных минералов занимают пирротин, пирит, пентландит и халькопирит, образующие вкрапленную, гнездово-вкрапленную, полосчатую, массивную, линзовидно-полосчатую и другие виды текстур. Очень характерны шаровидные, эллипсоидные, овальные выделения сульфидов, в первую очередь, пирротина, располагающиеся внутри породообразующих минералов. Совместно с пирротинном в них присутствуют в меньших количествах халькопирит и пентландит. Размеры каплевидных выделений сульфидов — $0,1—0,2 \text{ мм}$ и менее. Наиболее распространенный

Ассоциации рудных минералов и содержание благородных металлов в гравиоконцентрах сульфидизированных пород Кия-Шалтырского массива

Вес исходной пробы (кг) и ее петрографическая характеристика	Способ концентрирования	Выход концентрата, в %	Содержание, г/т					Минералы рудного комплекса
			Au	Ag	Pt	Pd	Rh	
17,2, габбро-пироксенит — 65 ТА + 10 Пл + 20 Кн, Ка, Би, Хл, Эл + е.з. Ил, Ап + 5 Су	КС	19,9	1,0	2,5	н	н	н	Пирротин — Fe _{0,83} Si _{1,0} , пирит — Fe _{0,99} S _{2,0} , халькопирит — Cu _{1,0} Fe _{0,99} S _{2,01} , сфалерит — (Zn _{0,87} Fe _{0,13}) _{1,0} S _{0,99} , галенит (Pb _{0,96} Fe _{0,08}) _{1,04} S _{0,96} , кобальтин, сафлорит, антраксолит, ильменит, золото, электрум
	КК	0,5	1,1	н	н	н		
	КГ	20,4	1,01	2,71	н	н	н	
8,4, мельгейт — 53 ТА + 30 Не + е.з. Би, Пл + 10 Му, Кн, Хл + е.з. Ил + 6 Су	КС	10,1	0,3	2,0	н	1,3	Пирротин — (Fe _{0,94} Ni _{0,01}) _{0,95} Si _{1,05} , халькопирит — Cu _{1,01} Fe _{1,01} S _{1,99} , Со-пентландит — (Fe _{4,02} Ni _{4,12} Co _{0,91} Cu _{0,06}) _{9,11} S _{7,88} , сфалерит — (Zn _{0,85} Fe _{0,15} Cd _{0,01}) _{1,01} S _{0,99} , антраксолит, ильменит, кюстелиг, золото	
	КК	0,9	4,0	н	н	1,0		
	КГ	11,0	0,6	2,41	н	1,27		
8,2, графитизированный мельгейт — 50 ТА + 18 Не + 5 КПШ + 3 Аб + 5 Лб, Хл, Ка + 2 Сф, Ап + е.з. Ил + 15 Гф + 2 Су	КС	4,0	0,5	6,5	н	н	Пирротин (Fe _{0,86} Ni _{0,01} Co _{0,04}) _{0,91} x (Si _{1,03} As _{0,06}) _{1,09} , пирит — Fe _{1,03} Si _{1,96} , халькопирит — Cu _{0,97} Fe _{1,04} Si _{1,98} , кобальтин — (Co _{0,67} Ni _{0,18} Fe _{0,15}) _{1,0} As _{0,98} Si _{1,02} , пентландит, сфалерит, маккинавит, марказит, ильменит, графит, антраксолит, золото, аргентит, кюстелиг, сперрилит	
	КК	1,0	18	17	н	н		
	КГ	5,0	4,0	8,6	н	н		
15,7, ийолит — 36 ТА + 35 Не + 2 Пл + 13 Кн, Хл, Ка + 2 ТМ, Ил + 12 Су	КС	10,1	1,0	16,5	н	н	Пирротин — (Fe _{0,95} Ni _{0,01}) _{0,96} Si _{1,04} , Со-пирит — (Fe _{0,97} Co _{0,07}) _{Si_{1,96}} , кобальтин — (Co _{0,62} Ni _{0,25} Fe _{0,18}) _{1,05} As _{1,13} Sb _{0,01} Sb _{0,82} , Со-пентландит — (Fe _{4,03} Ni _{4,11} Co _{1,16}) _{9,3} S _{7,7} , сафлорит — (Co _{0,45} Ni _{0,21} Fe _{0,38}) _{1,04} (As _{1,92} Sb _{0,03} S _{0,01}) _{1,96} , галенит — (Pb _{0,99} Fe _{0,08}) _{1,07} S _{0,93} , халькопирит — Cu _{0,99} Fe _{1,02} Si _{1,99} , марказит, сфалерит, титано-магнетит, ильменит, графит, антраксолит, золото, кюстелиг	
	КК	0,5	2,0	4,0	н	н		
	КГ	10,6	1,05	16,15	н	н		

Вес исходной пробы (кг) и ее петрографическая характеристика	Способ концентрирования	Выход концентрата, в %	Содержание, г/т					Минералы рудного комплекса
			Au	Ag	Pt	Pd	Rh	
12, ургит — 63 Не + 13 ТА, ЭА + е.з. Пл + 13 Кн, Лб, Шп, Хл, Ан, Ка + 0,5 ТМ, Ил, Ап + 10 Су	КС	11,4	0,5	5,0	н	н	2,0	Пирротин — (Fe _{0,97} Ni _{0,01}) _{0,98} Si _{1,02} , Со-пентландит — (Fe _{4,01} Ni _{3,79} Co _{1,17}) _{8,97} S _{8,04} , кобальтин — (Co _{0,65} Ni _{0,29} Fe _{0,09}) _{1,03} As _{1,06} S _{0,9} , сафлорит — (Co _{0,47} Fe _{0,4} Ni _{0,21}) _{1,08} (As _{1,95} Bi _{0,01} S _{0,03}) _{1,94} , никелин — (Ni _{0,97} Co _{0,03} Fe _{0,02}) _{1,02} x (As _{0,96} S _{0,03}) _{0,99} , халькопирит — Cu _{0,99} Fe _{1,02} Si _{1,99} , пирит, сфалерит, гематит, титаномагнетит, ильменит, графит, антраксолит, электрум, золотого
	КК	0,7	33	н	н	1,5		
	КГ	12,1	6,62	н	н	1,97		
15,9, скарн — 8 Дн + 38 Ме + 5 Гр + 5 Ве + 18 КЦо + 8 Пл + е.з. Ка + е.з. ТМг + 18 Су	КС	21,5	0,5	7,4	н	н	Пирротин — (Fe _{0,92} Ni _{0,01}) _{0,93} Si _{1,07} , пирит — (Fe _{1,02} Ni _{0,01}) _{1,03} Si _{1,97} , халькопирит — Cu _{1,0} Fe _{0,99} S ₂ , сфалерит — (Zn _{0,81} Fe _{0,16} Cu _{0,03} x Cd _{0,01}) _{1,01} Si _{1,0} , Со-пентландит — (Ni _{2,89} Co _{2,84} Fe _{3,15}) _{8,88} S _{8,12} , кобальтин — (Co _{0,73} Ni _{0,14} Fe _{0,17}) _{1,04} As _{1,03} S _{0,92} , сафлорит — (Fe _{0,55} Co _{0,3} Ni _{0,15}) _{1,0} (As _{1,98} S _{0,02}) _{2,0} , марказит, титаномагнетит, гематит, антраксолит, гессит, золотого, электрум, аргентит, сперрилит	
	КК	0,6	1,6	38	н	н		
	КГ	22,1	8,23	н	н	н		

Примечание: сокращения: ТА — титан-авгит, Не — нефелин, Пл — плагиоклаз, КПШ — калишпат, Аб — альбит, Ди — диопсид, ЭА — эгирин-авгит, Сф — сфен, Ап — апатит, ТМ — титаномагнетит, Ил — ильменит, Су — сульфиды, Ме — мейонит, Гр — гранат, КЦо — клинозоизит, Ве — везувиан, Гф — графит, Лб — либнерит, Кн — канкринит, Хл — хлорит, Эл — эпидот, Ка — кальцит, Ан — анальцит, Шп — шпиреуштейн, Му — мусковит; впереди индекса минерала цифра указывает процентное содержание минерала в породе, е.з. — единичные зерна, КС — концентрация металла ниже чувствительности метода анализа, суммарный гравикоцентрат; н — концентрация металла ниже чувствительности метода анализа.

вид структур сульфидных агрегатов — аллотриоморфнозернистый, часто переходящий в сидеронитовую структуру, когда сульфиды, во главе с пирротинном, цементируют идиоморфные изометричные кристаллы нефелина и титан-авгита. Состав главного рудного минерала — пирротина характеризуется постоянной примесью Ni и Co, причем содержание последнего достигает 2,8—2,9 весовых процента (см. таблицу). Согласно исследованиям [16], высокими содержаниями изоморфных никеля и кобальта обладают высокотемпературные пирротины метаморфогенного, ликвационного, акцессорного, либо альпийского парагенезиса. Согласно нашим данным, подтверждающим более ранние исследования [15], для Кия-Шалтырского массива характерны гексагональная и моноклинная модификация пирротина.

Пирит не является сингенетичным образованием с остальными сульфидами, а метасоматически замещает пирротин в краевых частях агрегатов и по трещинам, иногда наследуя их повышенные содержания никеля и кобальта.

Пентландит образует мелкие (до 0,1 мм) линзовидные, кружевные и пламевидные выделения в структурах распада твердого раствора пирротина, вне которых самостоятельных выделений не имеет. Порфирировидные его образования, типичные для медно-никелевых месторождений, в изучаемых образцах руд отсутствуют. Для пентландита характерно наличие высоких содержаний кобальта (до 15 %), что позволяет отнести его к кобальтистому пентландиту [17].

Халькопирит, как правило, в мелких агрегатах нарастает на пирротин в его краевых частях, либо образует мелкие самостоятельные зерна. Совместно с ним встречаются субмикроскопические выделения высокожелезистого (до 9,7 % Fe) сфалерита. Значительно меньше распространены в рудном комплексе пород массива марказит, галенит, сульфоарсениды и диарсениды Co, Ni и Fe. Последние две группы минералов являются более поздними в сравнении с первичномагматическими пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Они метасоматически замещают их агрегаты по краям и вдоль границ включений породообразующих минералов. Наличие реликтов пирротина,

пентландита и халькопирита в метакристаллах и агрегатах сульфоарсенидов свидетельствует о метасоматической природе последних. Химический состав сульфоарсенидов не постоянен и отличается значительными колебаниями содержаний главных минералообразующих элементов (Co, Ni и Fe), также, в большинстве случаев, дефицитом серы и избытком мышьяка. Составы этих минералов на диаграмме (рис. 2) образуют практически непрерывную полосу от кобальтистого герсдорфита до нормального кобальтина, что свидетельствует о наличии полного изоморфизма в ряду NiAsS-CoAsS.

Диарсениды Co, Ni и Fe замещаются сульфоарсенидами, которые по химическому составу и оптическим свойствам могут быть отнесены либо к кобальт-никелистым разновидностям леллингита, либо к высокожелезистым сафлоритам [3, 17].

К редким рудным минералам относятся минералы благородных металлов. Субмикроскопические выделения (20—100 мкм) электрума, кюстелита, аргентита, гессита, золота, сперрилита обнаружены среди агрегатов сульфидов. Микрочастицы этих минералов выделены из гравиконоцентратов и подтверждены микрозондовыми анализами. В аншлифах встречены единичные изометричные включения золота, кюстелита и электрума в халькопирите. В одном из наиболее крупных зерен золота (80 мкм) микрозондовым анализом установлена примесь платины (0,76 %).

По материалам [4], в рассматриваемом районе (р.р. Талановая, Кийский Шалтырь), платиноиды известны с 1845 г. Платиноносность россыпей связывалась с массивами ультраосновных пород (терсинский комплекс) и частично с рудными месторождениями золота. В настоящее время, при старательской отработке россыпи по р. Талановой до устья р. Горелая из золотоносного шлиха выделены платиноиды. Эта часть р. Талановой дренирует вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения рифей-нижнекембрийского возраста, прорванные интрузиями габбро-диабазов нижнего кембрия, Кия-Шалтырского щелочно-габброидного и Чебулинского щелочно-сиенитового комплексов девона. Массивы ультрамафитов (Семеновский, Первомайский, Подтаскыльский) обнажаются западнее участка отработки

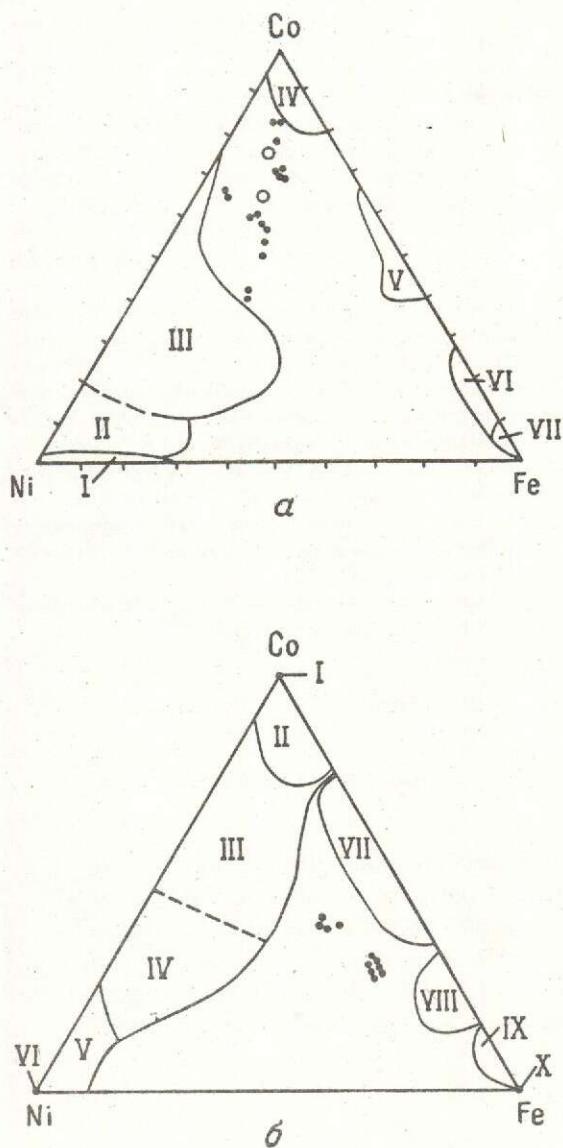


Рис. 2. Диаграммы составов сульфоселенидов (а) и селенидов (б) кобальта, никеля и железа:

на диаграмме а: I — герсдорфит, II — кобальтистый герсдорфит, III — кобальтгерсдорфит, IV — кобальтин, V — глаукоцит, VI — данаит, VII — арсениопирит, не залитые кружочки — никелистый кобальтин, залитые кружочки — сульфоселениды Кия-Шалтырского массива; на диаграмме б: I — моддерит и Со-скуттерудит, II — Fe-Со-скуттерудит, III — шмальтерит, IV — хлоантит, V — кобальтистые пара- и раммельсбергит, VI — пара-, раммельсбергит, никелин, маухерит, VII — сафлорит, VIII — железистый сафлорит, IX — кобальтистый леллингит, X — леллингит, залитые кружочки — диарсениды Кия-Шалтырского массива

россыпи. Минеральный состав платиновых металлов россыпи (по нашим данным), %: платиридрутеносин (Pt — 20—27, Ir —

21—26, Os — 24—29, Ru — 17—20, Rh — 0,5—1,3), рутениридосмин (Os — 31—58, Ir — 20—40, Ru — 13—35, Pt — 1—6, Rh — 0,5—2,5), изоферроплатина (Pt — 84—88, Fe — 7—9, Rh — 0,1—3, Ir — 1,5—2,5, Ni — 0,1—0,8, Ru — 0,1—1,5, Cu — до 0,5), самородный рутений (Ru — 61—64, Os — 13—14, Ir — 9—10, Pt — 9—10), ферроникельплатина (Pt — 55—56, Ni — 21—22, Cu — 5—7,5, Fe — 9—10, Ir — 1,5), интерметаллид Pt, Cu, Sb и Au (Pt — 64—65, Cu — 17—18, Sb — 9, Au — 3—4), туламинит, куперит, минералы группы эрлихманита-лаурита.

А.П.Кривенко с соавторами [10] выделяют, как минимум, три возможных источника шлиховой платины в россыпях Алтае-Саянской складчатой области: 1) гипербазиты офиолитовой формации, с которыми связывают происхождение рутениридосминовой ассоциации платиноидов; 2) зональные ультрабазит-базитовые тела (интрузии аляскинского типа), которые предполагаются источником ферроплатиновой ассоциации и 3) зоны гидротермального изменения габброидов, с которыми генетически связывают появление сперрилита в россыпях. Не исключается роль коренных золоторудных месторождений. Находка сперрилита в породах уртит-мельтейгитового ряда позволяет расширить генетическую информацию о природе сперрилита и других платиноидов в россыпях Кузнецкого Алатау. Промышленная ценность золото-платиновой минерализации нефелиновых пород Кузнецкого Алатау и других районов мира может быть определена целенаправленными научно-исследовательскими и геологоразведочными работами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. — М.: Недра, 1986.
2. Бозин А.В. Петрология Кия-Шалтырского, Кургульского и Горячегогорского массивов (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — Красноярск, 1968.
3. Боршанская С.С., Виноградова Р.А., Крутов Т.А. Минералы никеля и кобальта (систематика, описание и диагностика). — М.: Изд-во МГУ, 1981.
4. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 5. Обзор месторождений платины вне Урала. — Л.: Изд-во АН СССР, 1933.
5. Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного

- магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — Томск, 1990.
6. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Рыбаков С.И. Первая научно-практическая конференция «Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России» // Минеральные ресурсы России. 1995. № 5. С. 37—38.
 7. Дроздов Б.В. К вопросу о формировании уртитов Кия-Шалтырского месторождения (Кузнецкий Алатау) // Нефелиновое сырье. 1978. С. 71—74.
 8. Ключкина А.М., Прусевич А.М., Скобелев Ю.Д. Кия-Шалтырский pluton щелочных габброидов // Материалы по геологии Зап. Сибири. 1963. С. 46—77.
 9. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987.
 10. Кривенко А.П., Толстых Н.Д., Нестеренко Г.В., Лазарева Е.В. Типы минеральных ассоциаций платиноидов в золотоносных россыпях Алтас-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 1. С. 70—78.
 11. Макаренко Н.А., Осипов П.В., Гринев О.М., Номоконова Г.Г., Рихванов Л.П. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочно-габброидных массивов Мариинской тайги и критерии контроля нефелинового оруденения. — М., 1988. Деп. в ВИНТИ, № 3605 — Б88.
 12. Мостовской А.И. Петрография, геология и вопросы происхождения Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона (Кузнецкого Алатау): Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — Томск, 1972.
 13. Прусевич А.М. Закономерности размещения нефелиновых месторождений в Кузнецко-Алатауской провинции // Нефелиновое сырье. 1978. С. 61—66.
 14. Родыгина В.Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау). — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1980.
 15. Родыгина В.Г., Гринев О.М. Нефелин-пироксен-пирротиновые и пироксен-пирротиновые породы Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау) // ЗВМО. 1988. Ч. СХУП. Вып. 6. С. 668—675.
 16. Цамбел Б., Ялковский И. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов // Геология и геохимия рудных месторождений. 1971. С. 237—320.
 17. Шишкин Н.Н. Кобальт в рудах месторождений СССР. — М.: Недра, 1973.

Sazonov A.M., Grinev O.M., Shvedov G.I., Algebraistova N.K., Ryumin A.I., Alekseyeva Ye.A., Bukharov V.A.

PRESENCE OF PRECIOUS METAL ORES IN THE KIYA-SHALTYRSKY GABBRO-URTITE PLUTON

Gold, silver and PGE minerals have been found in feldspathoid rocks of the Kiya-Shaltyrsky massif. Presented are the data obtained in the examination of minerals involved in the ore assemblage and results of fire assay of concentrates separated from laboratory technological samples. A new type of precious metal deposits is suggested, in both genetic and economic senses. A need in technological testing for extraction of gold, silver and PGE as by-products from urtite aluminous raw material is shown to be urgent.

УДК 551.242.4:553.4

© Ю. Г. Зорина, И. А. Пшенина, Е. Г. Мирлин, 1996

СТРОЕНИЕ ОКЕАНСКИХ РИФТОВ И СУБМАРИННОЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Ю. Г. ЗОРИНА, И. А. ПШЕНИНА (ЦНИГРИ Роскомнедра), Е. Г. МИРЛИН (ГЕОХИ РАН)

Систематизированы данные по строению двух основных категорий океанских рифтов — срединно-океанских хребтов и окраинных бассейнов. Рассмотрены факторы, определяющие строение рифтов и исходные условия гидротермального рудообразующего процесса. Показано, что морфотектоника и глубинное строение рифтов зависят в первую очередь от термического режима литосферы, который можно рассматривать как глубинный фактор океанского сульфидного рудогенеза. Другой фактор — поверхностный, зависящий от степени трещиноватости коры, динамики неглубоких магматических камер, характера развития осадочного покрова.

Формирование современных сульфидных руд в Мировом океане большей частью связано с рифтами на гребнях срединно-океанских хребтов (СОХ) и в окраинных бассейнах (ОБ) переходной зоны от континентов к океанам. Высокая проницаемость земной коры рифтов, наличие в ней неглубоко залегающих магматических камер, служащих источниками тепла, создают исключительно благоприятную обстановку для развития гидротермальной циркуляции, которая и обуславливает возникновение рудных скоплений на дне и в толще коры. Несмотря на принципиально одинаковый для всех океанских рифтов механизм формирования сульфидных руд, значения параметров, характеризующих рециклинг, значительно варьируют в зависимости от геодинамической обстановки и геологических условий. Таким образом, для получения исчерпывающих представлений о рудообразующем процессе необходимо иметь, по возможности, полную картину закономерностей строения различных звеньев океанской мировой рифтовой системы. В настоящей работе мы поставили перед собой задачу систематизации данных по строению рифтов и об основных факторах, которые определяют их структуру и исходные условия гидротермального рудообразующего процесса.

Охарактеризовать рифты как структуры, контролирующие сульфидное оруденение, непросто по двум причинам. Первая носит объективный характер и связана с

тем, что процессу аккреции океанской литосферы в рифтах свойственен дуализм, в нем присутствуют как элементы закономерности, так и случайности [1]. В связи с этим из всего многообразия данных о строении рифтовых зон необходимо прежде всего отобрать те, основываясь на которых, можно было бы выявить типические черты отдельных звеньев мировой рифтовой системы. Учитывая это, мы вовлекли в анализ максимально возможное количество имеющегося материала, прежде всего материалы систематических геофизических съемок с помощью современных технических систем (многолучевые эхолоты, сонары бокового обзора и др.). Вторая причина заключается в том, что геолого-геофизические характеристики рифтов изучены гораздо лучше, чем металлогенические. Поэтому оценка металлогенического потенциала выделенных типов океанских рифтов может быть сделана лишь предположительно.

Ранее было показано, что геодинамический режим аккреции коры существенно различен в собственно океанских рифтах и в рифтах, располагающихся в окраинных бассейнах переходной зоны [4]. По этой причине мы последовательно рассмотрим две их категории: рифты СОХ и рифты ОБ.

Медленноспрединговые и быстроспрединговые рифты СОХ. Давно подмечена зависимость морфоструктуры гребней срединно-океанских хребтов от скорости спрединга [9]. Последняя определяет темпы

подъема разогретого глубинного мантийного вещества и, тем самым, решающим образом влияет на термический режим литосферы и ее реологические свойства. Эти данные позволяют считать, что главный фактор, который определяет генеральную морфотектонику рифтов СОХ — это степень разогрева литосферы и, следовательно, ее способность подвергаться хрупким и пластическим деформациям [2]. Изменение морфотектонических и геофизических характеристик рифтов по мере роста скорости спрединга происходит нелинейным образом [6], благодаря чему обычно выделяют два генеральных типа рифтов: медленноспрединговый и быстроспрединговый. Почти всем медленноспрединговым рифтам (скорость спрединга не более 6,0—6,8 см/год) присущ единый морфоструктурный тип: глубокие, сравнительно широкие рифтовые долины различной протяженности, ориентированные вдоль гребня СОХ и ограниченные серией сбросовых ступеней значительной амплитуды. При возрастании скорости спрединга рифтовые долины несколько сужаются и становятся менее глубокими, но в целом эта отрицательная форма подводного рельефа на гребнях медленноспрединговых СОХ остается доминирующей. В быстроспрединговых рифтах (скорость раздвига 6,8—18,0 см/год) по мере роста скорости морфотектоника их меняется, что позволяет выделить три подтипа: с неглубокой рифтовой долиной, с осевым поднятием, осложненным продольным грабеном, и с осевым поднятием без структурных депрессий. С позиций металлогении выделенные типы и подтипы рифтов можно рассматривать в качестве рудоконтролирующих структур, определяющих характер и особенности скопления рудных залежей.

Различия в структурно-морфологических характеристиках медленноспрединговых и быстроспрединговых рифтов отражены в таблице. В совокупности эти различия безусловно свидетельствуют о том, что два указанных типа рифтовых зон отвечают существенно отличным друг от друга геодинамическим режимам наращивания океанской литосферы. Это проявляется, в частности, в интенсивности структурообразования и характере вулканизма в рифтах. Для медленноспредингового режима характерны длительная тектоническая активность, значи-

тельная амплитуда смещений блоков коры вдоль наклонных тектонических нарушений, относительно небольшая частота образований разломов. Напротив, быстроспрединговому режиму свойственны относительно непродолжительный интервал времени, в течение которого на гребне СОХ происходят тектонические смещения вдоль сбросов, малая их амплитуда, значительная частота тектонических нарушений [6]. Несмотря на различия в генеральной морфоструктуре медленноспрединговых и быстроспрединговых рифтов, обоим типам свойственна единая поперечная зональность: непосредственно в оси располагается экстрезивная подзона, окаймленная с обеих сторон подзонами активного растяжения и сбросообразования. Наличие этих подзон рассматривается как результат сложного взаимодействия двух основных процессов, формирующих морфологический облик рифтов: тектоники и вулканизма. Последний в значительной степени определяется динамикой неглубоко залегающих коровых магматических камер, которая в свою очередь, зависит от скорости спрединга. Так, в быстроспрединговых рифтовых зонах по мере роста скорости раздвига продукты базальтовых излияний в экстрезивной подзоне концентрируются во все более узкой полосе, что, по мнению многих исследователей, говорит о смене неустойчивых разрозненных магматических камер стационарными магматическими очагами [11]. С увеличением скорости раздвига наблюдаются также изменения преобладающего типа лав от подушечных до покровных, а интервалы между циклами подъема мантийного вещества значительно сокращаются. Все эти изменения в совокупности свидетельствуют о том, что динамика коровых магматических камер — важнейший фактор, от которого зависит мелкоразмерная морфотектоника рифтов.

Медленноспрединговые и быстроспрединговые рифты отличаются по характеру распространения рудных скоплений (таблица). Сульфидные рудные тела в пределах рифтов первого типа выявлены, в основном, в Атлантическом океане. Они локализируются как в экстрезивной подзоне, так и в подзоне активного растяжения. Вероятно, им присущи относительно крупные рудные постройки [7], хотя относительное число рудных скоп-

Основные характеристики рифтов и рудовмещающие структуры

	Типы и морфология рифтов			
	Медленноспрединговые, см/год	Быстроспрединговые, см/год		
Структурно-морфологические характеристики основных элементов:	1,0—4,6 0,2—4,6*	6,0—6,8 ≥ 4,6*	6,8—14,0 5,5—7,6*	14,0—18,0 5,6*
	Глубоковерсанная широкая рифтовая долина	Неглубокая рифтовая долина на осевом поднятии	Неглубокой осевой грабен на осевом поднятии	Осевое поднятие без структурных депрессий
Срединно-океанские хребты				
<i>Осевое поднятие</i> ширина, км относительная высота, м	— —	≥ 10,0 300	3,0—10,0 100—300	≈ 2,0 150
<i>Рифтовая долина или грабен</i> ширина, км абсолютная глубина днища, м глубина днища относительно краевых поднятий, м	10,0—60,0 600—3700 1000—1500	0,5—3,0 2000—2500 80—125	0,4—0,7 2600—2800 50—90	— — —
<i>Экструзивная подзона</i> ширина, м преобладающий морфологический тип лав характер распределения вулканизма	3000—3500 Подушечные Рассеян по площади днища долины	200—2000 Подушечные и покровные Сосредоточен в оси долины	< 200 Покровные Сосредоточен в оси грабена	50 Покровные Сосредоточен на гребне поднятия
<i>Рудовмещающие структуры</i>	Вершины и склоны, основания осевых вулканов, сбросовые ступени по периферии днища долины, узлы пересечения долины с нетрансформными нарушениями	Структуры обрушения лавовых озер, зона контакта покровных и подушечных лав по системе открытых трещин, разломов, основания сбросов по периферии долины	Структуры обрушения лавовых озер, зона контакта подушечных и покровных лав, сбросы по периферии грабена, системы трещин и разломов в грабене и на краевых поднятиях	Системы открытых трещин на гребне. Зона контакта покровных лав с подушечными

Типы и морфология рифтов			
Структурно-морфологические характеристики основных элементов	Медленноспрединговые, см/год		Быстросрединговые, см/год
	1,0—4,6 0,2—4,6*	6,0—6,8 ≥ 4,6*	6,8—14,0 5,5—7,6*
Глубоковрезанная широкая рифтовая долина	Неглубокая рифтовая долина на осевом поднятии		Осевое поднятие без структурных депрессий
Примеры	Хребты: Срединно-Атлантический, Горда	Хребты: Хуан-де-Фука, Галапагосский; Калифорнийский залив	ВТП: 13° с.ш., 10°56' с.ш., 21° ю.ш. ВТП: 6°43' с.ш.
Окраинные бассейны			
Осевое поднятие	—	5,0—20,0 300—800	15,0 2,0—11,0 200
Рифтовая долина или грабен	—	1,8—2,5 2100—2200	0,05—0,5 1000—2900
ширина, км	20,0—130,0	50—300	50—60
абсолютная глубина дна, м	1000—5000		
глубина дна относительно краевых поднятий, м	500—2500		
Экструзивная подзона	2000—3000	<150	?
ширина, м			
преобладающий морфологический тип лав	Подушенные	Подушенные и покровные	Покровные
характер распределения вулканизма	Рассеян по площади дна долины	Сосредоточен в оси долины	Сосредоточен на гребне поднятия
Рудовмещающие структуры	Структуры обрушения, склоны осевых поднятий, узлы пересечения рифта с кососекущими нетрансформными нарушениями	Структуры обрушения лавовых озер, зона контакта подушечных и покровных лав	Основания уступов, ограничивающих грабен, приразломная зона на краевых поднятиях
Примеры	Огасавара, Марианский	Северо-Фиджийский, Манус	Лау (хр. Валу-Фа), Северо-Фиджийский

Примечание: * — данные для окраинных бассейнов.

лений на единицу площади рифта невелико и заметно уступает плотности гидротермальных рудных построек на гребнях быстроспрединговых СОХ. В пределах рифтов с высокими скоростями спрединга рудные тела, обнаруженные в экструзивной подзоне, имеют сравнительно небольшие размеры и практически никогда не срastaются друг с другом. В подзоне активного растяжения наблюдается большее разнообразие форм и размеров рудных тел, при этом гидротермальные постройки, как правило, срastaются друг с другом, образуя тела относительно крупных размеров (до 1 км в поперечнике), соизмеримые с залежами медленноспрединговых рифтов.

Рифты СОХ, находящиеся под влиянием «горячих точек». Одним из наиболее ярких примеров подобных рифтов является гребень хребта Рейкьянес, который, несмотря на малую скорость спрединга (не более 2 см/год), лишен рифтовой долины. Вместо нее вершина хребта венчается горстообразным поднятием, весьма напоминающим по своему облику аналогичную возвышенность на гребнях быстроспрединговых СОХ. Такая особенность данного хребта объясняется близостью Исландского восходящего мантийного потока, который обуславливает аномально высокий разогрев литосферы и специфические формы ее поверхности [10]. По мере удаления от Исландии морфология гребня хребта претерпевает существенные изменения: на нем появляется продольная депрессия, которая постепенно углубляется и по своим характеристикам становится весьма похожей на рифтовые долины медленноспрединговых СОХ. Установлено также, что удаление от Исландской «горячей точки» сопровождается изменениями в геохимии базальтов, драгированных непосредственно в оси спрединга [10].

Весьма существенная продольная неоднородность морфоструктуры, связанная с влиянием «горячей точки», установлена также в пределах Галапагосского рифта. Для восточной, наиболее разогретой, части рифта характерно слабо выраженное в рельефе осевое поднятие, осложненное неглубокой (200—250 м) рифтовой долиной шириной до 3—4 км. В западном направлении по мере удаления от гипотетического мантийного «плюма» степень расчлененности рельефа

резко увеличивается, причем эти изменения в морфологии дна сопровождаются также заметными изменениями в геофизических характеристиках коры и составе базальтов [8].

В других рифтах, находящихся вблизи «горячих точек», степень продольного изменения морфологии дна и геофизических характеристик не столь значительна, как на хребте Рейкьянес и в Галапагосском рифте, однако также несет следы влияния повышенного разогрева литосферы. Так, в пределах Анголо-Бразильского геотраверса в Южной Атлантике сегмент СОХ, находящийся неподалеку от острова Вознесения, возникновение которого также связывается с восходящим мантийным потоком, характеризуется практически полным отсутствием рифтовой долины или наличием очень неглубокой продольной структурной депрессии [5].

Приведенные примеры, как и другие известные случаи влияния «горячих точек» на структуру гребней СОХ (вблизи острова Буве и Азорских островов в Атлантике, Сен-Поль и Амстердам в Индийском океане и др.) дополнительно иллюстрируют решающее влияние термического режима литосферы на морфотектонику гребня и на ее геофизические характеристики. Остается невыясненным, насколько это влияние сказывается на режиме гидротермальной циркуляции и на процессе сульфидного рудоотложения. Так, в пределах Галапагосского рифта выявлена весьма крупная сульфидная залежь длиной до 1 км [12], а на гребне хребта Рейкьянес установлены следы гидротермальной деятельности, однако данных для сравнительного анализа параметров рециклинга на хребтах, находящихся под влиянием «горячих точек», явно недостаточно.

Рифты ранних стадий раскрытия. На основании данных о кинематике литосферных плит, изменении литосферы в процессе первоначального раскола континентов и новообразований океанских бассейнов атлантического типа можно выделить две основных стадии раскрытия: 1 — рифты ранней стадии раздвига без разрыва сплошности континентальной коры и 2 — рифты начала аккреции океанской коры. Примером первой стадии являются рифты озера Танганьика и Красного моря в его северной части; второй

стадии раскрытия отвечают рифтовые впадины южной части Красноморского рифта и Калифорнийского залива. Рассмотрение имеющихся материалов по этим структурам показывает, что по мере раскрытия происходит постепенное сокращение ширины рифтовых долин от 25—130 до 20—60 км, а подзоны базальтовых экструзий на второй стадии по мере роста скорости все более концентрируются в пределах днища рифтовой долины: так называемого внутреннего рифта. Такое изменение морфологии рифтовых депрессий обычно связывают с возрастающим (по мере раздвига краев континентальных плит) влиянием поднимающегося разогретого мантийного диапира [3]. Существенно, что структурный контроль сульфидных руд также меняется по мере раздвига континентальных плит. На ранних стадиях руды, как правило, концентрируются в узлах пересечения продольных разломных зон с секущими разломами (Красное море, Танганьика). С увеличением амплитуды раздвига скопления сульфидных руд смещаются по направлению к апикальным частям сегментов рифта, заключенным между трансформными разломами.

Рифты ОБ. В них выделяются те же структурно-вулканические подзоны, которые существуют в зонах спрединга СОХ, при этом, как можно видеть из таблицы, и те и другие подзоны имеют сходные характеристики, что отмечалось и ранее [4]. Как и в океанах, в окраинных бассейнах можно выделить медленноспрединговые и быстроспрединговые рифты, существенно отличающиеся по морфотектонике. При скоростях до 4,6 см/год рифты проявлены в виде долин шириной 20—130 км и глубиной 2500 м. При скоростях более 4,6 см/год рифтам окраинных бассейнов в целом свойственна морфотектоника, характерная для быстроспредингового режима, однако при этом ее зависимость от скорости раздвига плит является гораздо более сложной, чем на гребнях СОХ, причем морфотектонический облик рифта в отдельных случаях явно испытывает на себе влияние зон субдукции. Так, при скоростях 4,6—8,0 см/год рифты окраинных бассейнов, не имеющие непосредственной связи с зонами субдукции, проявлены в виде долин шириной всего 1,8—2,5 км и относительной глубиной до 300 м. При

скоростях около 5,6 см/год эти долины сменяются неглубоким, но четко выраженным грабеном. Именно такая морфотектоника свойственна северо-восточному сегменту Северо-Фиджийского бассейна, а также северной части рифта Валу-Фа (бассейн Лау). Однако в южной части данного рифта, в которой отмечены сходные скорости раздвига — около 5,6 см/год, и которая максимально приближена к зоне субдукции, выявлен отрезок с аномальным строением: структурные депрессии в зоне спрединга полностью отсутствуют, а он сам выражен в виде вулканических куполов значительной высоты — до 1000 м [13].

Количественные характеристики разнорядковой сегментации рифтов ОБ и СОХ весьма сходны, однако наблюдаются существенные различия в морфотектонике поперечных структур, ограничивающих сегменты первого порядка. В рифтах переходной зоны это в большинстве своем крупные разломы нетрансформного характера, имеющие сдвиговую компоненту и ориентированные косо по отношению к генеральному простиранию рифта. Примером может служить косонаправленный разлом, пересекающий Марианский трог около 17°40' с.ш.; аналогичный разлом, пересекает рифт Северо-Фиджийского бассейна близ 18°25' ю.ш. Сегментация же гребней СОХ определяется разделением рифтов на отдельные части трансформными разломами, ориентированными перпендикулярно по отношению к простиранию гребней хребтов.

Структурный контроль рудных тел в рифтах ОБ близок к тому, который наблюдается в рифтах СОХ. В рифтах переходной зоны выявлены в большинстве своем одиночные сульфидные постройки, как находящиеся в стадии активного роста, так и отмершие. Высота их в среднем не превышает 10—20 м, а диаметр оснований — 5—10 м. Заметным исключением является поле распространения сульфидных труб в бассейне Манус, занимающее площадь 300 x 800 м. Обращает на себя внимание тот факт, что подавляющее большинство руд в рифтах ОБ, в отличие от руд открытого океана, обогащено золотом и серебром. Этот факт, несмотря на свою примечательность, пока не находит объяснения.

Возможная природа выявленных зако-

номерностей. Проведенная систематизация материалов по строению и сульфидному оруденению океанских рифтов позволяет прийти к заключению, что их генеральная морфотектоника определяется, главным образом, термическим режимом аккреции океанской литосферы. Последняя, в свою очередь, зависит от многих условий: скорости раздвига литосферных плит, стадий раскола литосферы, влияния «горячих точек», связанных с восходящими мантийными струями, расположения рифтов относительно зон субдукции и, вероятно, от других факторов. Особенностью термического режима литосферы объясняется выявленная специфика строения зон спрединга в окраинных бассейнах по сравнению с теми же зонами на гребне СОХ. Тот факт, что переход от медленносредингового к быстросрединговому режиму в рифтах окраинных морей происходит при значительно меньших скоростях, чем в рифтах СОХ, можно объяснить тем, что в окраинных бассейнах разрыву и последующему раздвигу подвергается более разогретая и поэтому более пластичная литосфера. Об этом же свидетельствуют и другие данные: состав базальтов, характер сейсмичности, тепловой поток и т.д. Вероятно, повышенный разогрев литосферы приводит к тому, что морфоструктуры, свойственные более высоким скоростям раздвига плит, в рифтах ОБ наблюдаются при относительно небольших скоростях разрастания. Появление косонаправленных разломов также можно связать с большим, чем на гребнях СОХ, разогревом литосферы, которая за счет этого оказывается подверженной не только хрупким, но и пластичным деформациям.

Очевидно, что степень термического разогрева литосферы оказывает влияние на параметры гидротермальной циркуляции и характеристики рудного процесса. Об этом свидетельствуют, в частности, указанные выше данные о различиях в распределении рудных залежей на медленносрединговых и быстросрединговых СОХ. Термический режим океанской литосферы в зонах ее аккреции, который зависит от региональных геодинамических условий, можно рассматривать как глубинный фактор океанского сульфидного рудогенеза. Помимо него, существует и другой фактор — поверхност-

ный, который определяется степенью трещиноватости коры, динамикой неглубоких магматических камер, характером развития осадочного покрова и др. Важнейшая задача предстоящих исследований: выявление влияния на гидротермальную циркуляцию и сульфидонакопление каждого из этих факторов отдельно. Это откроет возможность металлогенического районирования глобальной системы океанских рифтов и выделения в ее пределах наиболее перспективных провинций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мирлин Е.Г. Порядок и хаос в аккреции океанской литосферы / Под ред. Ю.М.Пушаровского // Нелинейная геодинамика. — М., 1994. С. 5—20.
2. Мирлин Е.Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. — М.: Недра, 1985.
3. Мирлин Е.Г., Бочарова Н.Ю. О связи глубинного строения Байкальского и Красноморского рифтов с горизонтальными движениями литосферных плит // Океанология. 1982. Т. XXII. Вып. 4. С. 595—601.
4. Мирлин Е.Г., Зорина Ю.Г. Раскрытие океанских и окраинных спрединговых бассейнов: сравнительный анализ // Геотектоника. 1992. № 1. С. 21—34.
5. Мирлин Е.Г., Комарова О.И. Цикличность океанского рифтогенеза // Советская геология. 1991. № 10. С. 58—67.
6. Мирлин Е.Г., Пишенина И.А. Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга // Геотектоника. 1989. № 3. С. 26—36.
7. Active vents and massive sulfides at 26°N (TAG) and 23°N (Snakepit) on the Mid-Atlantic Ridge / G.Thompson, S.E.Humphris, B.Schroeder et al. // Canad.Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 697—711.
8. Christie D.M., Sinton J.M. Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. № 56. P. 321—335.
9. Macdonald K.L. A geophysical comparison between fast and slow spreading centers; constrains on magma chamber formation and hydrothermal activity. Hydrothermal process seafloor spreading // Cent.Proc. NATO Adv.Res.Cambridge. 1982. P. 27—51.
10. Schilling J.G. Iceland mantle plume; geochemical evidence along the Reykjanes Ridge // Nature. 1973. Vol. 242. P. 565—571.
11. Sinton J.M., Detrick R.S. Mid-ocean ridge magma chamber // Journal of Geoph. Res. 1992. Vol. 97. № B1. P. 197—216.
12. Submersible investigation of an extinct hydrothermal system on the Galagos Ridge: sulfide mounds, stockwork zone and differentiated lavas / R.W.Embley, I.R.Jonsson, M.R.Perfit, J.M.Franklin et al. // Canadien Mineralogist. 1988. Vol. 26. Part 3. P. 517—539.
13. Wiedike M., Kudrass H.R. Morphology and tectonic

development of the Valu Fa Ridge, Lau basin (Southwest Pacific): results from a deep-towed

sidescan sonar // Marine Mining. 1990. Vol. 9. № 2. P. 145—156.

Zorina Yu. G., Pshenina I. A., Mirlin Ye. G.

The structure of oceanic rifts and submarine hydrothermal ore formation

We present systematized structural data on two main categories of oceanic rifts — mid-ocean ridges and marginal basins. The factors determining the rifts structure and initial conditions of hydrothermal ore formation process are considered. Morphotectonics and deep-seated structure of rifts are shown to be dependent on, first and foremost, thermal regime of the lithosphere which, in turn, may be considered as a depth factor of oceanic sulfide ore genesis. Another factor is of surficial nature; it depends on the degree of lithospheric jointing, dynamics of not deep magma chambers, and specificity of sedimentary cover development.

УДК 553.32.323:551.(470)

© А. С. Столяров, 1996

ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МАРГАНЦА В СЕРОВОДОРОДНЫХ БАССЕЙНАХ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ В РОССИИ

А. С. СТОЛЯРОВ (ВИМС Роскомнедра)

Рассмотрено состояние проблем генезиса и прогноза концентраций марганца, связанных с осадочными бассейнами аноксического (сероводородного) типа, показано их широкое развитие в истории Земли, в том числе на территории России. Проведена типизация бассейнов по условиям марганцевого накопления и особенностям марганценосных формаций на примерах крупных рудных бассейнов и месторождений. Намечены аноксические бассейны, перспективные для выявления месторождений марганца на территории России.

После распада СССР все промышленно-рудные марганцевые районы остались за пределами России. Это Южно-Украинский район с Никопольским и Большевикским месторождениями, Западно-Грузинский с Чиатурским и другими месторождениями и Северо-Казахстанский (Атасуйский) район. В России в настоящее время нет крупных обрабатываемых месторождений. Поэтому проблема создания собственной минерально-сырьевой базы марганца выступает в качестве одной из наиболее актуальных.

Известно, что все крупномасштабные концентрации марганца имеют первичное осадочное происхождение, понимаемое в широком смысле, включая вулканоген-

но (гидротермально)-осадочные месторождения. Однако проблема прогнозирования таких месторождений все еще остается нерешенной, что связано с недостаточной разработкой генетических вопросов, в том числе связанных с источником марганца в процессах осадочного рудообразования.

В последние годы все большее внимание исследователей в различных странах, как и в России, привлекает сероводородная модель марганцевого рудообразования. Однако проблема возникновения и развития сероводородных седиментационных бассейнов оказалась одной из недостаточно изученных как в осадочной геологии в целом, так и в той ее части, которая связана с вопросами рудо-

образования. Стало очевидным, что эта проблема может решаться только в комплексе, начиная с диагностики таких бассейнов, всесторонней их типизации (палеотектонической, фациально-палеогеографической, геохимической, рудно-формационной и др.), выяснения условий их развития и обстановок, приводящих к формированию различных типов рудных концентраций. Это относится и к вопросам марганцевого рудообразования, материалы по которым в настоящее время являются отрывочными, разрозненными по отдельным рудным районам. Наиболее широко данная проблема рассматривалась в работах [1, 2, 17]. Они посвящены в основном вопросам марганценакопления в бассейнах черносланцевой седиментации. В настоящей статье предпринята попытка суммировать имеющиеся материалы.

Основой для проведенного анализа послужили результаты многолетнего изучения ВИМСом одного из крупнейших промышленно-рудных осадочно-породных бассейнов бывшего СССР — Черноморско-Каспийского [10, 11], а также литературные материалы по марганцеворудным районам России и Зарубежья.

Бескислородные (аноксидные, анокси-ческие), в том числе сероводородные, бассейны седиментации имели широкое развитие на протяжении всей истории Земли — от докембрия до антропогена. Они играли существенную роль в марганцевом рудообразовании, что связано со способностью марганца накапливаться в бескислородных (сероводородных) водах в растворенном состоянии и, тем самым, создавать мощный бассейновый марганцевый фонд, своего рода промежуточный коллектор. В результате этого своеобразного рудоподготовительного этапа последующий процесс концентрации марганца в осадках утрачивал связь с источником поступления марганца в воды бескислородных бассейнов, независимо от его характера (экзо- или эндогенного), и всецело определялся фациально-палеогеографической обстановкой осадконакопления. Видимо, поэтому для многих крупных рудных районов источник марганца все еще остается проблематичным, что фактически исключает этот важный генетический параметр рудообразования из прогнозно-металлогенетического анализа.

Приведем некоторые наиболее характерные примеры седиментационных бассейнов и осадочных марганценозных формаций, формирование которых связывается с проявлением аноксических обстановок. Едва ли не крупнейшими на планете в настоящее время представляются накопления марганца в позднекарбонново-раннепермском остаточном океаническом бассейне. На севере России в последние годы определена Пай-Хойско-Новоземельская провинция этого типа протяженностью около 900 км с общими ресурсами марганца в десятки миллиардов тонн [6]. Одной из крупнейших промышленно-рудных является Причерноморская провинция, в которой среди нижнеолигоценовых отложений «субокеанического» бассейна локализованы Никопольское, Большетокмакское, Чиатурское месторождения, а также Варненское (Оброчиште) в Болгарии с общими запасами марганцевых руд около 2,5 млрд т [10].

В России в краевой (островодужной) части раннекембрийского океанического бассейна, в локальных межрифовых сероводородных впадинах было сформировано крупное Усинское месторождение Кузнецкого Алатау [9, 14], а в вендской наложенной впадине Енисейского кряжа — Порожинское месторождение [4]. В обстановках локальных рифтогенных впадин («иловых впадин») в фаменское время происходило формирование месторождений Атасуйского района Казахстана [9]. Можно отметить также наличие концентраций марганца в нижнемиоценовых отложениях Северного Кавказа (Лабинское месторождение), в нижнем олигоцене Мангышлака [11], эоцене Западной Сибири [5], на некоторых месторождениях и рудопроявлениях Предуралья, Урала и Зауралья, Алтае-Саянской области, где концентрации марганца также вероятно связаны с проявлением стагнационных обстановок в водах морских бассейнов.

В дальнем Зарубежье крупными месторождениями, связанными с мелководными аноксическими бассейнами краевого типа, являются Грут-Айленд в Австралии [18], а также месторождения Имини и Тасдрем в Марокко [2, 7]. Однако наиболее широко концентрации марганца во многих районах земного шара проявлены в аноксических

бассейнах черносланцевой седиментации, в которых происходило образование углеродистой марганценозной формации (УМФ). УМФ широко распространена в докембрии и фанерозое [1, 2]. Она известна в графитовой системе Мадагаскара, серии Биррим в Западной Африке, серии фрасвиль в Габоне, серии риу-дас-Вельяс, серии амапа, пачке азул в Бразилии, серии лаппоний и в ятулии Финляндии, в протерозое КМА, в рифее Енисейского кряжа, позднем докембрии Богемии, рифее-кембрии Кузнецкого Алатау, в синии Китая, палеозое Урала, Пай-Хоя и Новой Земли, юре Восточных Альп, Ломбардского бассейна, Мексики и Альп, меловых осадках запада и востока Северной Атлантики. Наконец, отметим наличие марганца в водах современных сероводородных бассейнов — Черном море, в застойных котловинах Балтийского моря и др.

Из геологического анализа приведенных примеров очевидно, не исчерпывающих все проявления УМФ, прежде всего следует, что сероводородные бассейны, продуцировавшие различные концентрации марганца на протяжении всей истории Земли, были проявлены в самых разнообразных палеотектонических и фациально-палеогеографических обстановках — от мио- и эвгеосинклинальных, океанических до эпиконтинентальных бассейнов платформенного типа, а также бассейнов областей тектоно-магматической активизации (рифтогенеза). В фациально-палеогеографическом отношении накопление марганца происходило как в пределах обширных геосинклинальных прогибов и на континентальных склонах океанических бассейнов, так и в краевых частях геосинклиналей и впадин «субокеанического» типа, осложненных островодужными системами и линеаментами островных поднятий во внешней части шельфовых морей; стагнационные обстановки проявлялись и во внутренних частях последних, а также в отшнурованных заливах.

Отмеченное многообразие палеотектонических и фациально-палеогеографических обстановок марганценозности в аноксических бассейнах, с одной стороны, расширяет, а с другой — может усложнять подход к их изучению и прогнозно-металлогенической оценке. Попытаемся в первом приближении систематизировать имеющиеся материалы.

По характеру марганценообразования и рудообразования аноксические бассейны геологического прошлого могут быть подразделены на два основных класса. В бассейнах первого класса марганец концентрировался непосредственно в отложениях сероводородной области вместе с органическим веществом. Однако марганец не является органомфильным элементом, о форме $Mn_{орг}$ в черных сланцах достоверные данные отсутствуют [17]. Преобладающая доля валового Mn присутствует в черных сланцах в карбонатной форме, фосфаты (?) и сульфиды Mn очень редки. В графитосодержащих метаморфических черных сланцах появляется широкий спектр силикатов, содержащих Mn , но исходной формой для них являлась карбонатная. Характерной особенностью формы $Mn_{карб}$ в углеродистых осадках является многофазность — парагенезис нескольких минеральных видов, принадлежащих к изоморфным рядам кальцит-родохрозит, сидерит-родохрозит, доломит-марганцевый доломит, анкерит-марганцевый анкерит [17].

Второй класс бассейнов с терригенным (песчано-глинистым) и кремнисто-карбонатным осадконакоплением характеризовался проявлением концентраций марганца по периферии зон сероводородного заражения (обычно развитых в наиболее глубоких частях бассейнов), на окислительно-восстановительной или редокс-границе, а также за пределами сероводородной области, в условиях господства кислородных обстановок. В таких условиях первичные концентрации марганца могут быть не только в карбонатной минеральной форме, но и в оксидной.

Как видно, положение концентраций марганца по отношению к области стагнации в бассейнах первого класса можно назвать «центральным», а в бассейнах второго класса — «периферическим».

Намеченные классы бассейнов прежде всего принципиально различны по типу седиментогенеза и, соответственно, формационному составу отложений. Для бассейнов первого класса характерны углеродистые образования, являющиеся, в общем случае, показателями аноксической обстановки осадконакопления. По особенностям седиментации и марганценообразования в данном классе могут быть выделены разнотипные формации:

а) с черносланцевой седиментацией и образованием углеродистой (черносланцевой) марганценовой формации (УМФ или УЧМФ);

б) с углеродисто-кремнисто-карбонатной и углеродисто-туфогенно-кремнистой седиментацией, с образованием соответственно углеродисто-кремнисто-карбонатной марганценовой формации (УККМФ) и углеродисто-туфогенно-кремнистой марганценовой формации (УТКМФ).

Наиболее широко как во времени, так и в пространстве развиты бассейны с УЧМФ. Последняя служит благоприятным субстратом при широкомасштабном развитии в тропической зоне латеритного выветривания вторичных, оксидных руд высокого качества (до 50 % Mn), промышленная обработка которых производится во многих странах Африки, в Бразилии и Индии [2, 7]. Более ограничено — в виде отдельных разбросанных впадин — проявлены бассейны с УККМФ и УТКМФ. Данные формации выделены пока только на примерах Усинского и Порожинского месторождений России (соответственно).

В бассейнах с УЧМФ концентрации марганца обычно характеризуются широким, площадным развитием, но отличаются невысокими содержаниями (1—15 % Mn). Подобная рассеянная марганценовость свойственна и бассейнам с УККМФ и УТКМФ, но в благоприятных условиях локальных впадин образуются кондиционные карбонатные руды (родохрозит, манганокальцит) с содержанием Mn до 25—30 % (Усинское, Порожинское месторождения).

В бассейнах второго класса углеродистые образования отсутствуют. В отличие от бассейнов первого класса, в них не был проявлен процесс широкого, рассеянного накопления марганца как в сероводородной, так и в кислородной зонах бассейнов. Поэтому рудообразование осуществлялось на окололарковом фоне марганца во вмещающих терригенных и кремнисто-карбонатных отложениях. Важно подчеркнуть, что руды формировались не только в зоне редокс-границы, где происходил переход растворенного марганца в твердую фазу, но и в отрыве от нее иногда на многие десятки километров, в области господства кислородных обстановок. Данное обстоятельство может быть свя-

зано с особенностями палеогидродинамической обстановки бассейнов седиментации, обусловленными проявлением восходящих течений («апвеллинг»), циркуляционных и других потоков, определявших значительную миграцию в пространстве твердых соединений марганца.

Примером рудообразования гигантского масштаба на редокс-границе представляется Пай-Хойско-Новоземельская рудная провинция, где рудообразование происходило на континентальном склоне Южно-Карского остаточного океанического бассейна в пределах глубин 1,5—3,0 км. Карбонатные марганцевые руды локализованы в области фациального перехода известняков кислородной зоны в кремнистые отложения зоны сероводородного заражения [6].

Значительно сложнее и разнообразнее положение рудных концентраций марганца по отношению к редокс-границе в олигоценовой Черноморско-Каспийской мегапровинции протяженностью 2000 км от Болгарии до Мангышлака и приуроченной к южной части «субокеанического» бассейна Восточного Паратетиса [10]. Ее уникальность проявлена не только в наличии крупных промышленных месторождений марганца — Никопольского, Большетокмакского, Чиатурского, Варненского и непромышленных Лабинского, Мангышлакского, но также и в том, что в ее пределах были сформированы необычные по геологической природе комплексные ураново-редкометалльные месторождения, представленные грандиозными пластовыми скоплениями металлоносного костного детрита рыб и сульфидов железа, пока не известные в других формациях Земли [11]. Именно эти, весьма своеобразные по составу рудные образования возникли в пределах сероводородной зоны олигоценового бассейна и являются одним из ярких её показателей.

Сероводородный тип бассейна и соответствующая ему модель марганцевого рудообразования в олигоцене предполагались рядом исследователей [3, 8, 13, 15]. При этом допускался также эндогенный (гидротермальный) источник поступления марганца в морские воды. Однако недостаточная изученность региональных фациально-палеогеографических закономерностей размещения месторождений и историко-геологических

ографических закономерностей размещения месторождений и историко-геологических предпосылок рудообразования, наряду с проблематичностью источника марганца, — не позволяли указанным исследователям рассматривать данную проблему достаточно предметно. Лишь в последние годы, на основе составленных в ВИМСе фациально-палеогеографических карт для олигоцена Восточного Паратетиса, а также комплексного анализа металлогении рудоносной формации в целом представилась возможность подойти к более конкретному рассмотрению сероводородной модели марганцевого рудообразования с вероятным гидротермальным источником поступления в бассейн не только марганца, но также железа, урана, и редких металлов. Отметим некоторые ее положения.

В региональном фациально-палеогеографическом плане как марганцевые, так и ураново-редкометалльные месторождения контролируются в олигоцене бассейне палеогеографическими элементами (острова, полуострова), осложнявшими внешнюю часть шельфовых морей нормальной аэрации, сопряженных с глубоководными сероводородными котловинами [10, 11]. Ураново-редкометалльные месторождения располагаются в краевой части сероводородной фации, а марганцевые — в кислородной на различном удалении от сероводородной. Непосредственно у редокс-границы располагается Мангышлакское месторождение [11], а Чиатурское несколько оторвано от нее [12]. В то же время наиболее крупный Южно-Украинский (Никопольский) марганцеворудный бассейн, расположенный в южной прибрежной зоне полуостровной суши Украинского щита, удален от сероводородной области Причерноморского прогиба на 100—150 км, хотя рудопроявления марганца встречаются и в более глубоководной его части [16].

Для суждения об источнике марганца и особенностях развития рудного процесса в Черноморско-Каспийской олигоценовой мегапровинции важно отметить, что небольшие массивы суши во внешней части шельфовых морей не могли являться источником столь большой массы марганца, а также других рудных элементов. Но, пожалуй, еще важнее подчеркнуть удивительную синх-

ронность и геологическую кратковременность («вспышка») процесса марганцевого рудообразования в раннем олигоцене во всех рудных районах, удаленных друг от друга на многие сотни километров. Это же характерно и для позднеолигоценовой эпохи ураново-редкометалльного рудообразования, хотя последнее было проявлено на более ограниченном пространстве (Азово-Каспийская провинция). Железородный процесс в Северном Приаралье, не связанный с сероводородной областью Восточного Паратетиса, напротив, был растянут на весь олигоценый период.

Сказанное приводит к необходимости предполагать проявление каких-то общих предпосылок развития марганцеворудного процесса в пределах всей мегапровинции. Они рассматриваются нами с позиций сероводородной модели рудообразования и особенностей развития конседиментационных тектонических процессов.

Предрудная, также сравнительно кратковременная эпоха раннего олигоцена характеризовалась проявлением высокоамплитудных (≈ 1 км) опусканий в котловинных частях бассейна при относительной стабильности жестких блоков по их периферии [10]. Активизированные зоны глубинных разломов были возможными каналами поступления в морской бассейн гидротермальных растворов, обогащенных не только марганцем, но и сероводородом. Это могло привести за относительно короткое геологическое время к образованию мощного марганцевого резервуара в котловинах бассейна.

Эпоха рудообразования совпадает во времени со сменой направленности тектонических движений в котловинах от опусканий к воздыманиям, что привело в конце раннего олигоцена к относительному их обмелению. Этот процесс мог сопровождаться подъемом глубинных сероводородных марганценосных вод во внешнюю часть шельфа («апвеллинг»), в пользу чего свидетельствует трансгрессивный характер залегания рудоносных отложений в районах Украины, Грузии и Болгарии. Различное положение марганцевых руд по отношению к редокс-границе может быть связано с проявлением сложных циркуляционных потоков в водной массе, вызванных сменой знака тектонических

движений от нисходящих к восходящим, и определявших миграцию в пространстве тонких оксигидроксидных марганцевых взвесей.

Месторождение Грут-Айлендт в Австралии относится австралийскими геологами [18] к разряду «гигантских» с запасами марганца в 250 млн т, и ставится ими по масштабам в один ряд с Никопольским и Чиатурским месторождениями. Вместе с тем, это — пример совершенно иного типа аноксических бассейнов, бассейнов краевого, эпиконтинентального или «внутрикратонного» типа, развивавшегося в меловое время на жесткой постраннепротерозойской платформе (кратоне). В палеогеографическом отношении марганцеворудный бассейн представлял собой мелководный залив с ограниченным выходом в открытое море, что способствовало развитию в водах стагнационных обстановок и накоплению в водной массе растворенного марганца. Учитывая стабильную тектоническую обстановку марганценакопления, исследователи приходят к выводу об экзогенном источнике поступления марганца в воды залива, а также проявлении процессов ремобилизации марганца из подстилающих отложений. Выпадение марганца из раствора связывается с периодами регрессии и обогащения вод кислородом, с последующей миграцией и концентрацией твердых оксигидроксидных взвесей в прибрежной зоне в результате волноприбойных и приливно-отливных процессов — эффект «метлы» [18].

Приведенные примеры показывают, что бассейны второго класса также проявлялись в существенно различных фашиально-палеогеографических обстановках, что свидетельствует в целом о многообразии условий, благоприятных для развития сероводородной модели крупномасштабного марганцевого рудообразования. При этом источник марганца, как правило, остается гипотетическим, что осложняет проведение прогнозно-металлогенического анализа на ранних, мелкомасштабных стадиях, предусматривающих необходимость дифференциации аноксических бассейнов на марганценозные и немарганценозные, что должно определяться в конечном счете наличием или отсутствием источника марганца. Данная про-

блема пока ещё остается практически не разработанной.

Из сказанного следует, что с прогнозно-поисковой точки зрения на данной стадии изученности проблемы первоочередной интерес должны представлять сероводородные бассейны и районы их развития с уже определенной марганценозностью. На территории России среди них можно отметить следующие.

К югу от крупнейшего марганценозного Южно-Карского остаточного океанического бассейна располагается глубоководный пермский бассейн Предуральского краевого прогиба, где также можно предполагать проявление аноксических обстановок. В бортовых частях прогиба известно Улутеляжское месторождение, а также Воркутинское, Юрюзанское и др. проявления марганца. В Российской части Черноморско-Каспийской рудной мегапровинции интерес могут представлять зоны шельфа, примыкающие к сероводородным котловинам. Это моноκлинали Северного Кавказа, где известно Лабинское месторождение, а также районы Северо-Западного Предкавказья и Волго-Дона. Заслуживают дальнейшей более широкой оценки палеогеновые бассейны Западной Сибири, ещё недостаточно изученные в региональном плане с позиций развития стагнационных обстановок, Северного Урала, где марганцеворудный район имеет протяженность около 200 км, а также отдельные проявления марганца в отложениях эоцена, связанные с зонами сероводородного заражения [5].

В углеродистых формациях могут быть выявлены масштабные концентрации марганца в межрифовых сероводородных впадинах рифейско-кембрийской островодужной системы Кузнецкого Алатау, контролирующей крупное Усинское месторождение, а также во впадинах других районов Алтае-Саянской области и Енисейского края, где известны Порожинское, Таежное и др. месторождения, а также многочисленные проявления марганца, ещё очень слабо изученные.

Дальнейшее целенаправленное изучение осадочно-породных бассейнов, широко развитых на территории России, позволит более определенно судить о перспективах марганценозности других седиментацион-

ных бассейнов сероводородного типа, и прежде всего в Европейской части России. Здесь углеродистые, в том числе марганцевосные формации известны в области КМА; к сероводородному типу относится доманиковская формация девона Русской платформы; на севере, в Печерской синеклизе, и на Тиманском кряже намечаются фациальные обстановки аноксического типа в различных возрастных комплексах, в том числе в юрских отложениях, ледниковые отторженцы которых заключают Безмощицкое проявление марганца «никопольского» типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурвич Е.М. Углеродистые марганцевосные формации // Геология рудных месторождений. 1980. № 2. С. 76—84.
2. Гурвич Е.М. Марганценакопление и бассейны черносланцевой седиментации // Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд: Тез. докл. Междувед. совещ. СПб., 1992. С. 9—11.
3. Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. — М.: Недра, 1969.
4. Мстиславский М.М., Потконен Н.И. Порожнинское месторождение марганца в Енисейском кряже // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. Вып. 3. С. 82—95.
5. Нагорский М.П., Горюхин Е.Я., Кривенцов А.В. Марганцевосность морского палеогена Томской области // Сов. геология. 1987. № 10. С. 66—69.
6. Платонов Е.Г., Новышева Л.Г., Устрицкий В.И. О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско-Новоземельского региона // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 4. С. 76—89.
7. Рой С. Месторождения марганца. — М.: Мир, 1986.
8. Сапожников Д.Г. Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений // Марганцевые месторождения СССР. — М., 1967. С. 11—34.
9. Соколова Е.А. Марганцевосность вулканогенно-осадочных формаций. — М.: Наука, 1982.
10. Столяров А.С. О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 28—33.
11. Столяров А.С., Коченов А.В. Металлоносность майкопских отложений Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 1995 № 2. С. 161—172.
12. Туманишвили Г.П. О парагенезисе марганцевых руд и рыбных остатков // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3. С. 123—124.
13. Хамхадзе Н.И., Туманишвили Г.П. Особенности формирования промышленных марганцевых месторождений Восточного Паратетиса // Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд: Тез. докл. Междувед. совещ. — СПб., 1992. С. 87—88.
14. Ходак Ю.А., Рахманов В.П., Ероцев-Шак В.А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. — М.: Наука, 1966.
15. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях проявления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74—83.
16. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. — Киев: Наукова думка, 1976.
17. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Геохимия и рудогенез бария, фосфора и марганца в черных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1990.
18. Frakes L.A., Bolton B.V. Origin of manganese giants: Sea level change and anoxic-oxic history // Geology. 1984. Vol. 12. P. 83—86.

Stolyarov A. S.

THE PROBLEMS OF FORMATION OF LARGE-SCALE MANGANESE CONCENTRATIONS IN HYDROSULPHURIC BASINS AND OUTLOOK FOR REVEALING THEM IN RUSSIA

A review is given for the problems of genesis and forecasting of manganese concentrations associated with sedimentary basins of anoxic (hydrosulphuric) type. These latter are shown to be widely developed throughout the Earth's history, in particular, over the territory of Russia. With large ore-bearing basins and deposits taken as cases in point, a typification of basins with respect to manganese accumulation conditions and peculiar features of manganese formations is given. Certain anoxic basins are marked out as showing promise for manganese deposits in Russia.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.42:546.027

© Коллектив авторов, 1996

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗА МИНЕРАЛОВ РУД И ГОРНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ, ЦВЕТНЫХ, БЛАГОРОДНЫХ И ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ — НОВЫЙ МЕТОД РЕШЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

А. П. ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ Роскомнедра), А. Д. КИРИКОВ (Механобр — Аналит), В. И. ВАГАНОВ, И. П. ИЛУПИН, М. М. КОНСТАНТИНОВ, С. Ф. СТРУЖКОВ (ЦНИГРИ Роскомнедра), О. Н. СИМОНОВ (Таймыргеолком)

Методом вторично-ионной масс-спектрометрии определены изотопные отношения железа в ассоциирующих минералах руд и горных пород кимберлитовых трубок Сибири, платино-медно-никелевых месторождений Норильска, Садбери, Стиллуотер, Дулут, Бушвельд, коматиита Западной Австралии, золоторудного месторождения Дукат и железорудной формации Бивабик. Анализировались зерна пирротина, халькопирита, пентландита, пирита, сфалерита, хромшпинелидов, оливина и магнетита. В соотношениях $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ устанавливается единая линия размещения полученных величин, возможно имеющая эволюционную природу. В отношениях $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ проявляется существенная дифференциация земного вещества при гомогенном составе метеоритного материала: выделяются окисно-силикатное, силикатно-сульфидно-окисное и окисно-сульфидное поля. Наблюдаемое различие в изотопных отношениях железа может быть обусловлено разной глубиной его источников.

Изотопные исследования переходных элементов находятся на начальной стадии [1, 3]. Поэтому важно определить общие интервалы изменения изотопных отношений в природных образованиях и оценить их возможности в расшифровке вопросов генезиса руд. В связи с этим нами проведено изучение изотопного состава железа в минералах руд и горных пород широкого круга объектов: кимберлитовых трубок Сибири, платино-медно-никелевых месторождений Норильска, Садбери, Стиллуотер, Дулут, Бушвельд, австралийского коматиита, золоторудного месторождения Дукат и железорудной формации Бивабик (США).

Кимберлиты представлены образцами следующих трубок: Мир Мало-Ботуобинского поля, Маршрутная Алакитского поля, Удачная-восточная Далдынского поля, Чолбон Средне-Коунамского поля, Муза и Об-

наженная Куойского поля. Исследовались зерна хромшпинелидов, оливина и сульфидов (пентландит-халькопирит-пирротинных сростков).

По норильским месторождениям изучались вкрапленные и массивные руды месторождений Октябрьского, связанного с Хараслахской интрузией, Талнахского и Норильск 1, ассоциирующих с одноименными интрузиями, и вкрапленная минерализация Нижнеталнахской интрузии. Проанализированы сосуществующие минералы: оливин, магнетит, пирротин и пентландит.

По Садбери исследовались образцы массивной и вкрапленной руд месторождения Крейтон [1, 3]. Анализировались сосуществующие зерна пирротина, халькопирита, пентландита и магнетита.

По месторождению Стиллуотер изучался образец вкрапленной руды рифа J-M, в

котором анализировались сосуществующие зерна пирротина, пентландита, халькопирита, магнетита и оливина.

Исследовалась массивная руда из месторождения Миннамакс-Бабитт (Дулут). Анализу подверглись сосуществующие зерна пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита.

Изучался образец восточной части рифа Меренского (Бушвельд). В нем анализировались ассоциирующие зерна хромита, оливина и пирротина.

Образец коматитита представляет собой спенифексовую зону одного из лавовых потоков района месторождения Камбалда (Западная Австралия).

По месторождению Дукат исследовались образцы вкрапленной серебряно-полиметаллической минерализации. Анализировались зерна пирита, халькопирита и сфалерита.

По железорудной формации Бивабик исследован образец полосчатых магнетитовых руд, отобранный в рудном карьере окрестности г. Дулут. Анализировались зерна магнетита.

Изотопные измерения выполнялись на вторично-ионном масс-спектрометре (SIMS) IMS4F фирмы Cameca по специально разработанной методике [1, 3]. Погрешность измерения составляла 0,3 % (относительных). Определялись отношения $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$, $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$. В качестве опорных данных использовались значения, полученные нами ранее для камасита Сихотэ-Алиньского метеорита [1].

Результаты исследований приведены на рис. 1—3 и в таблице.

Отношения $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$. Как видно на рис. 1, все проанализированные образцы расположились в последовательности снижения содержания тяжелого изотопа ^{57}Fe относительно железа Сихотэ-Алиньского метеорита, в пределах единой наклонной прямой полосы-линии, возможно имеющей эволюционную природу [1].

Кимберлиты Сибири занимают среднюю позицию на общей линии. При этом хромшпинелиды группируются в более удаленной от метеорита (обедненной изотопом ^{57}Fe) области, чем сульфиды, находящиеся в поле руд Хараелахской интрузии Норильска и чем оливины, расположенные в обла-

сти нахождения большей части оливинов всех других объектов. Иными словами, каждая из проанализированных минеральных разновидностей трубок группируется в основном в собственные, отличные друг от друга, поля. Сульфиды трубок характеризуются практически идентичными значениями отношений рассматриваемых изотопов. Значения для хромшпинелидов, расположенные правее сульфидного поля и характеризующиеся меньшим содержанием тяжелого изотопа ^{57}Fe , разместились в более протяженном интервале. При этом каждой трубке свойственны свои участки: хромшпинелиды трубки Мир имеют более низкие отношения $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, чем следующие за ней и друг за другом (в сторону увеличения содержания ^{57}Fe) и отличающиеся между собой значения хромшпинелидов трубок Удачная-Восточная, Чолбон и Маршрутная. Данные для оливинов разместились выше по шкале $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, чем для хромшпинелидов и сульфидов, образуя сравнительно изометричное поле точек.

Большая часть значений, полученных для норильских месторождений, довольно компактно локализована в средней части линии распределения точек. При этом особенно плотно сгруппировались данные по магнетиту, пирротину, халькопириту и пентландиту вкрапленных и массивных руд Октябрьского месторождения, связанного с Хараелахской интрузией [1]. Сосуществующие с сульфидами и магнетитом оливиновые зерна Хараелахской интрузии разместились в особом поле, удаленном от рудного поля в сторону увеличения отношения $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$. Результаты, полученные по образцам Талнахской интрузии и интрузии Норильск 1, показали резкое отличие данных по пирротину: для Талнахской интрузии полученное значение расположилось около поля метеорита, а для Норильск 1 оно заняло крайнюю правую позицию, существенно удлинив линию размещения точек в сторону увеличения отношения $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ (эти экстремальные значения требуют последующей проверки). Данные, полученные для оливинов и магнетита по Талнахской, Норильск 1 и Нижне-Талнахской интрузиям, находятся в основном в том же интервале, что и данные по Хараелахской интрузии, с некоторым удалением значения по магнетиту Талнах-

Результаты определения изотопных отношений железа

Образец	$^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$
Сихотэ-Алинь				
Камасит	14,89	0,392	0,064	37,98
	15,08	0,407	0,079	37,05
	14,93	0,400	0,0692	37,30
	14,97	0,394	0,0780	37,99
	14,97	0,392	0,0690	38,19
	14,98	0,390	0,0700	38,41
	15,05	0,410	0,0780	36,70
	15,03	0,407	0,069	36,928
	14,97	0,397	0,066	37,70
Садбери				
Месторождение Крейтон, массивная существенно пирротиновая руда, глубина 7600 футов				
Пирротин	14,44	0,363	0,0770	39,8
	14,45	0,367	0,0724	39,4
Пентландит	14,46	0,366	—	39,5
	14,51	0,365	—	39,7
Массивная существенно халькопиритовая руда				
Пирротин	14,35	0,344	0,0681	41,7
Халькопирит	14,37	0,346	0,0457	41,5
Пентландит	14,43	0,346	—	41,7
Магнетит	14,46	0,349	0,0606	41,4
Норильск				
Месторождение Октябрьское, массивная сульфидная залежь Хараелахской интрузии, скв. КЗ-1833, глубина 1898,7 м				
Пирротин	14,39	0,345	0,0496	41,7
Пентландит	14,45	0,350	—	41,3
Магнетит	14,32	0,343	0,0380	41,8
Вкрапленные сульфиды в пикритовом габбро-долерите, скв. КЗ-1833, глубина 1775,8 м				
Пирротин	14,44	0,349	0,0515	41,5
	14,41	0,345	0,0454	41,7
Халькопирит	14,40	0,344	0,0447	41,9
	14,41	0,349	0,0552	41,3
Пентландит	14,42	0,345	—	41,5
Магнетит	14,47	0,350	0,0572	41,3
Скв. КЗ-1833, глубина 1774,3 м				
Оливин	14,64	0,363	0,0728	40,36
	14,82	0,367	0,0710	40,4
	14,64	0,364	0,0722	40,31
Месторождение Талнахское, пикритовый габбро-долерит, скв. КЗ-1803, глубина 1709,7 м				
Пирротин	14,61	0,394	0,061	37,08
Магнетит	14,72	0,337	0,070	43,679
Оливин	14,98	0,359	0,074	41,72
Нижнеталнахская интрузия, пикритовый габбро-долерит, скважина СГ-2 кл., глубина 2536 м				
Пирротин	14,85	0,354	0,053	41,949
Магнетит	14,70	0,356	0,060	41,29
Оливин	15,04	0,367	0,092	40,98

Образец	$^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$
Месторождение Норильск 1, пикритовый габбро-долерит, северо-восточный участок рудника «Угольный ручей»				
Пирротин	14,40	0,300	0,048	48,0
Магнетит	14,80	0,352	0,062	42,04
Оливин	14,92	0,371	0,096	40,21
Бушвельд				
Риф Меренского, восточная часть магматического комплекса				
Хромит	15,14	0,357	0,076	42,408
Пирротин	14,97	0,353	0,052	42,4079
Оливин	15,57	0,367	—	42,425
Западная Австралия				
Район месторождения Камбалда, спенификсовая зона коматиитового потока				
Магнетит	15,50	0,359	0,082	43,175
Кимберлиты Сибири				
Трубка Муза				
Сульфидные сростки	14,51	0,352	0,052	41,22
	14,46	0,348	0,053	41,55
Трубка Маршрутная				
Хромшпинелид	14,37	0,347	0,045	41,41
Трубка Мир				
Сульфидный сросток	14,77	0,350	0,053	42,2
Хромшпинелид	14,65	0,339	0,057	43,21
Трубка Удачная-Восточная				
Хромшпинелид	14,73	0,343	0,051	42,94
Трубка Чолбон				
Хромшпинелид	14,63	0,345	0,054	42,4
	14,63	0,347	0,056	42,16
	14,59	0,344	0,053	42,41
Трубка Обнаженная				
Сульфидные сростки	14,53	0,351	0,047	41,4
	14,48	0,352	0,052	41,14
	14,57	0,353	0,060	41,27
Стиллуотер				
Риф J-M, рудник Стиллуотер, вкрапленная руда				
Халькопирит	14,70	0,329	0,050	44,68
Пентландит	14,72	0,335	—	43,94
Пирротин	14,85	0,341	—	43,55
	14,70	0,349	0,050	42,12
	14,64	0,332	0,044	44,1
Магнетит	14,81	0,336	0,063	44,08
Оливин	15,14	0,382	0,091	39,63
Бивабик				
Железорудная формация Бивабик, рудный карьер в районе Дулут, полосчатая руда				
Магнетит	15,54	0,364	0,0538	42,69
	15,50	0,363	0,0508	42,7

Образец	$^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$
Дулут				
Месторождение Миннамакс-Бабитт, массивная руда				
Халькопирит	14,82	0,330	0,0435	44,9
Пентландит	14,68	0,330	—	44,48
Пирротин	14,63	0,328	0,055	44,6
Магнетит	14,62	0,332	—	44,03
Дукат				
Вкрапленная сульфидно-золоторудная минерализация				
Халькопирит	14,51	0,334	0,041	43,44
	14,60	0,336	0,047	43,45
	14,50	0,337	0,050	43,026
	14,50	0,330	0,041	43,93
Пирит	14,62	0,341	0,049	42,87
	14,44	0,334	0,044	43,23
	14,71	0,337	0,040	43,65
Сфалерит	14,55	0,332	0,037	43,82
Стандартные отклонения				
Камасит	0,02—0,04	0,001—0,003	0,0001—0,0003	0,1—0,3
Пирротин	0,02—0,04	0,001—0,004	0,0001—0,0008	0,1—0,2
Халькопирит	0,01—0,03	0,001—0,002	0,0003	0,1
Пентландит	0,02—0,05	0,002—0,003	—	0,2
Магнетит	0,02—0,04	0,001—0,003	0,0001—0,0007	0,2—0,4
Хромшпинелиды	0,07—0,17	0,004—0,02	0,002—0,004	0,1—1,0
Оливин	1,6—1,9	0,181—0,205	0,011—0,020	16,1—17,7

ской интрузии в сторону повышения отношения $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$.

Значения, полученные для образцов Садбери, разделились на две группы. Минералы пирротиновой руды (пирротин и пентландит) образуют поле точек значительно удаленных в сторону метеорита от точек минералов халькопиритовой руды (пирротин, халькопирит, пентландит, магнетит), лежащих в контуре данных, полученных для руд Октябрьского месторождения Норильска.

Минералы из образца по месторождению Стиллиуотер характеризуются широким разбросом данных. Оливин имеет значения, близкие к метеориту. Пирротин практически находится в поле халькопиритовой руды Садбери и руд Октябрьского месторождения. Пентландит, халькопирит и магнетит удалены в сторону снижения отношения $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и повышения отношения $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$.

Минералы из месторождения Дулутского магматического комплекса показали сравнительно однотипные изотопные отношения. Они занимают правую, «облегчен-

ную» часть линии размещения точек, частично перекрываясь с полем месторождения Стиллиуотер.

Образец рифа Меренского Бушвельдского магматического комплекса для всех трех проанализированных минералов (оливин, хромит и пирротин) показал практически одинаковые значения по отношению $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ при сравнительно небольших различиях в отношениях $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$. В целом же они находятся в средней части линии размещения точек, располагаясь в общем поле оливинов.

Определение, сделанное в магнетите коматиитового образца, показало значение, близкое к данным общего оливинового поля и к магнетиту формации Бивабик.

Значения, полученные для минералов образцов месторождения Дукат, сравнительно компактно локализовались в «облегченной» части диаграммы. Они соседствуют с данными по кимберлитам месторождений Стиллиуотер и Дулут.

Железорудная формация Бивабик по рассматриваемым изотопным отношениям расположилась несколько выше общей ли-

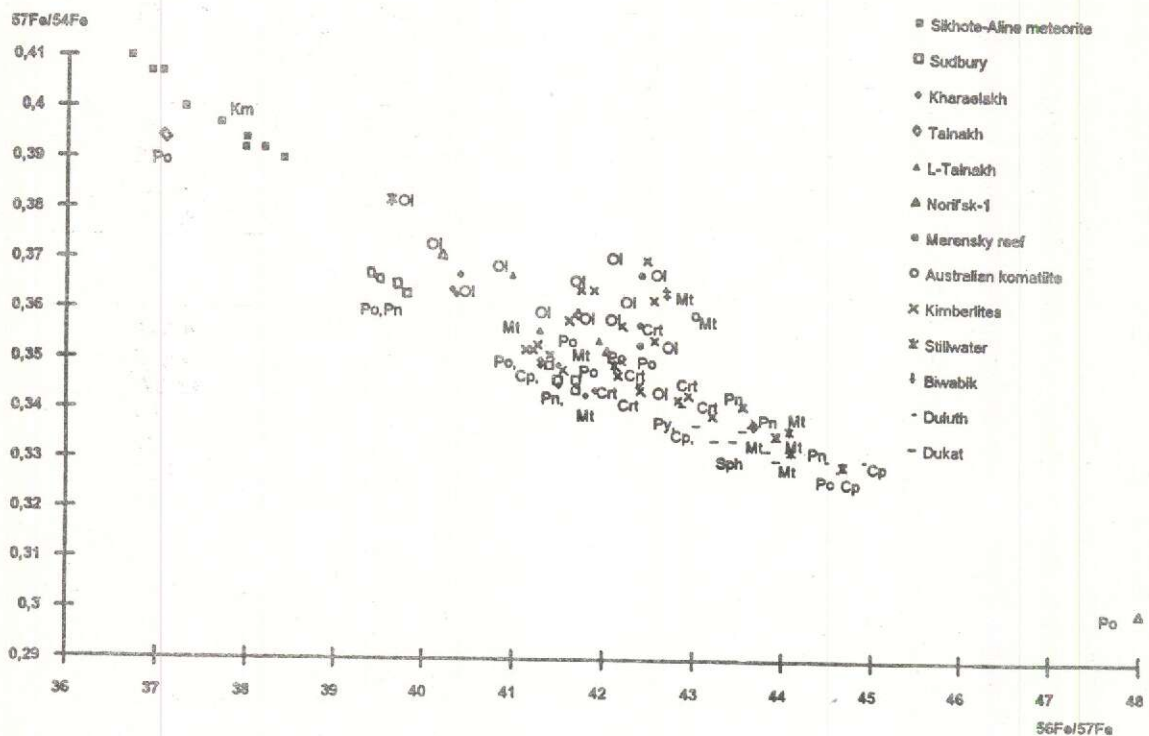


Рис. 1. Отношение $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$:

Ol — оливин, Crt — хромшпинелиды, Mt — магнетит, Po — пирротин, Cp — халькопирит, Pn — пентландит, Sph — сфалерит, Py — пирит, Km — комасит

нии, в поле распространения значений оливинов протерозойских магматических комплексов.

Отношения $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$. В отличие от предыдущей диаграммы, рассматриваемые значения распределились менее упорядоченно и разместились на трех уровнях (см. рис. 2). Верхний уровень (выше метеоритного) занимают точки, характеризующие отношение $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ в зернах оливина пород интрузий Стиллаутер, Норильск 1, Нижнеталнахской и кимберлитовых трубок Маршрутная, Удачная, Чолбон.

На среднем (метеоритном) уровне расположились значения, полученные для оливиновых зерен Хараелахской и Талнахской интрузий, кимберлитовых трубок Мир и Чолбон, для магнетитов Талнахской интрузии и коматиита Австралии и для пирротина руд Садбери.

На нижнем уровне сосредоточились данные по всем рудным минералам Октябрьского месторождения, халькопириту и магнетиту Садбери, рудным минералам месторож-

дений Стиллаутер, Бушвельд, Дулут, Дукат, Бивабик, пирротину Нижнеталнахской интрузии, сульфидам и хромшпинелидам кимберлитовых трубок Сибири.

Таким образом, по шкале отношений $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ полученные данные разделились на три группы: верхнюю силикатную, превышающую метеоритный уровень, среднюю (переходную) сульфидно-окисно-силикатную, соответствующую уровню метеорита, и нижнюю, преимущественно рудную (окисно-сульфидную), находящуюся ниже метеоритного уровня.

Иначе говоря, на фоне сравнительно гомогенного метеоритного вещества, земному веществу свойственна широкая изотопная дифференциация с одновременным проявлением согласованного с изотопами разделения по химическому и минеральному признакам: окисно-силикатная часть исследуемых объектов, представленная оливинами и магнетитом, имеет существенно более высокие отношения $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, чем окисно-сульфидная (рудная) их составляющая.

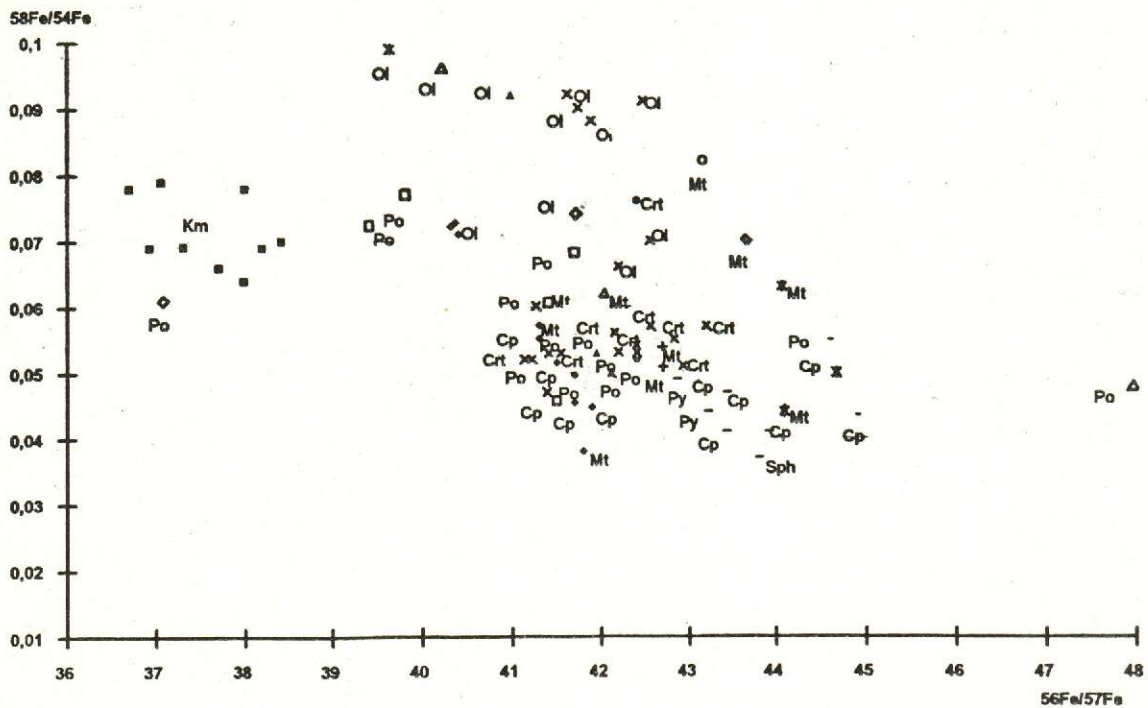


Рис. 2. Отношения $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$

Усл. обозн. см. рис. 1

Отношения $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$. Распределение полученных данных на рассматриваемой диаграмме (см. рис.3) подобно распределению, показанному на рис. 2. Вещество исследуемых объектов проявляет широкую дифференциацию по изотопному, элементному и фазовому составам. Окисно-силикатная часть имеет более высокие отношения $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ по сравнению с рудной окисно-сульфидной при постепенном переходе одной в другую. В рудной части диаграммы наблюдаются наименьшие отклонения значений в пределах отдельных объектов и, соответственно, наиболее компактное и изолированное расположение их точек.

Таким образом, в целом можно заключить, что на всех рассмотренных выше диаграммах отчетливо проявляется изотопная, элементная и фазовая дифференциация земного вещества как внутри объектов, так и между ними.

На диаграмме $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ (см. рис. 1) практически все проанализированное вещество обособилось от метеорит-

ного материала, разместившись в области сравнительно низких отношений $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и $^{57}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$, т.е. оно характеризуется относительно низкими содержаниями тяжелого изотопа ^{57}Fe .

На других диаграммах (см. рис.2 и 3) и, соответственно, по другим изотопным отношениям, отклонения значений земных образцов от метеоритного вещества в одну сторону не происходит. На них проявляется по существу симметричное положение значений относительно метеоритного уровня с отклонением их в сторону увеличения и в сторону уменьшения отношений $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$. При этом, как говорилось выше, происходит элементная и фазовая дифференциация вещества. Силикатное вещество оказывается более обогащенным изотопами ^{58}Fe и ^{56}Fe , тогда как рудное вещество обеднено ими; значения силикатных фаз лежат выше, а рудных — ниже уровня отношений изотопов железа метеоритного вещества.

Интерпретируя полученные данные,

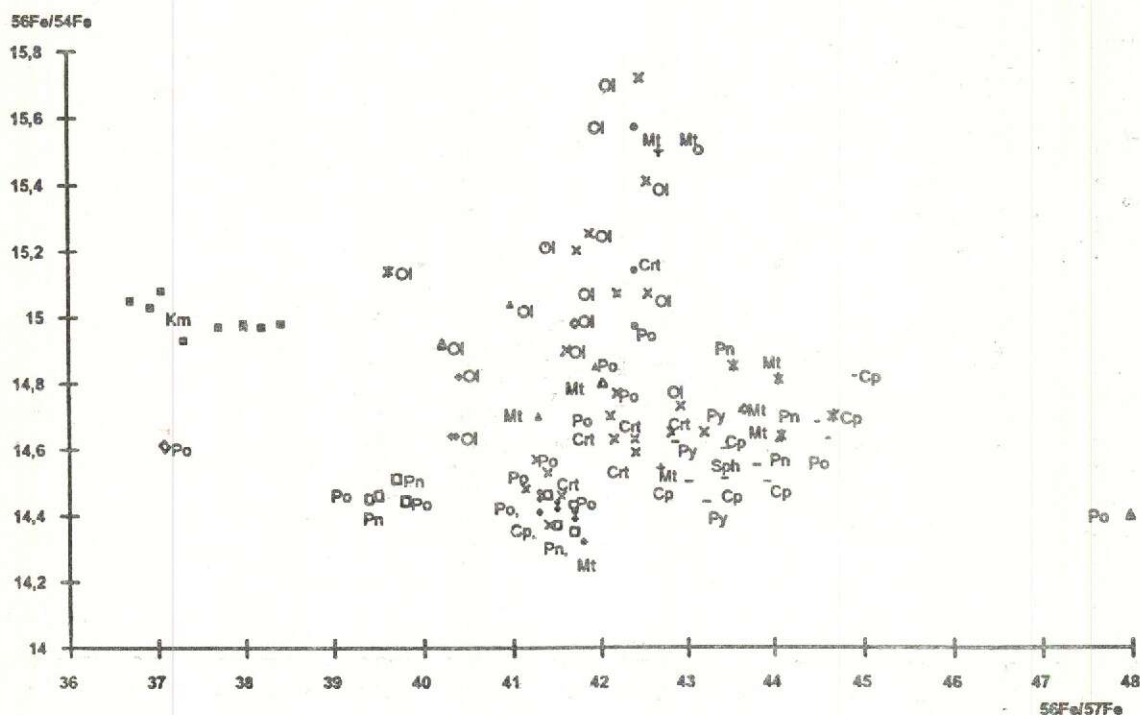


Рис. 3. Отношения $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$

Усл. обозн. см. рис. 1

можно высказать следующие предварительные суждения.

Закономерное расположение точек на диаграмме $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$, возможно, связано с гравитационной дифференциацией протопланетного (метеоритного) вещества, происходящей на ранней стадии формирования Земли, в ходе перемещения железо-никелевой фазы к центру планеты [2, 4]. Поэтому полученные значения изотопных отношений могут отражать глубину нахождения источника железа в разрезе Земли.

Исходя из этого допущения и полученного размаха данных, мы рассчитали (в соответствии с распределением масс по радиусу Земли) равномерное изменение изотопных отношений $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ от поверхности к центру планеты. При этом устанавливается, что метеоритные отношения $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ и $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ должны находиться на глубине около 2000 км, а изотопные отношения железа всех других образцов размещаются выше этого уровня, следовательно распределяясь в направлении к поверхности Земли.

Если считать, что межфазное распределение изотопов в процессе плавления исходного мантийного вещества и кристаллизационной дифференциации магм незначительно, то приходится признавать присутствие в одном и том же магматическом комплексе железа из различных мантийных горизонтов.

Данные по сульфидам и окислам Октябрьского месторождения Норильска указывают на отсутствие изотопного фракционирования железа в ходе кристаллизационной дифференциации сульфидного вещества. Вполне возможно, что оно будет отсутствовать и при фракционном и инконгруэнтном плавлении этого материала. Считая это допустимым (отсутствие изотопного фракционирования в системе сульфид-окисел), нельзя сказать что-либо определенное о системе сульфид-окисел-силикат. Нахождение данных по оливину Октябрьского месторождения в поле, изолированном от окисно-сульфидного поля этого месторождения, может быть связано как с кристаллизационной дифференциацией в сульфидно-силикатной системе, так и с различными уровнями плав-

ления исходных веществ и самостоятельным поступлением их в общую магматическую массу.

В связи с группировкой изотопных отношений железа оливинов в единое самостоятельное поле, можно допустить, что при дифференциации исходного протопланетного вещества на ранней стадии формирования Земли изотопное фракционирование в основном затронуло металлическую и сульфидную составляющие, а в силикатной части вещества данный эффект проявился меньше.

Нахождение на эволюционной линии данных, полученных для гидротермального золото-серебряного месторождения Дукат, возможно, свидетельствует о том, что в ходе мантийно-коровых взаимодействий и эволюции глубинных источников рудное вещество не испытывает существенного изотопного фракционирования, а сохраняет первичные (исходные) отношения изотопов.

Наблюдаемая дифференциация веществ по отношениям $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, выраженная в обогащении изотопами ^{58}Fe и ^{56}Fe окисно-силикатного вещества и обеднении ими рудного материала, возможно, так же как и по отношениям $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$, обусловлена различными их источниками: силикаты — с более глубинных, а сульфиды — с более высоких уровней. Не исключено также, что обе эти группы веществ поступали из одного источника, а их изотопное различие связано с разной степенью плавления исходных мантийных составляющих.

Приближение изотопных данных пирротиновой руды Садбери к метеоритному веществу может служить подтверждением существующей концепции образования месторождений и структуры Садбери в результате падения космического тела.

Положение значения талнахского пирротина около поля камасита может быть связано либо с неучтенными ошибками измерения, либо с большой глубиной источника железа.

Перечисленные и возможные другие варианты объяснений полученных данных могут быть подкреплены или отвергнуты только путем дальнейших исследований геологических формаций и космических материалов. Необходима также постановка экспериментов по изучению межфазного рас-

пределения изотопов переходных элементов в расплавных и гидротермальных системах.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

существуют значительные пределы изменения изотопных отношений железа в природных образованиях как внутри, так и между отдельными объектами;

в соотношениях $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ устанавливается единая линия размещения полученных величин, возможно, имеющая эволюционную природу, связанную с дифференциацией исходного протопланетного вещества на стадии формирования Земли;

в отношениях $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ проявляется существенная дифференциация земного вещества при гомогенном составе метеоритного материала: выделяются окисно-силикатное, силикатно-сульфидно-окисное и окисно-сульфидное поля;

по отношениям $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ и $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ окисно-силикатное вещество менее дифференцировано, чем окисно-сульфидное;

наблюдаемое различие в изотопных отношениях железа может быть обусловлено различной глубиной его источников;

вполне возможно, что в мантийно-коровых и коровых процессах не происходит существенного фракционирования изотопов железа, а формирующиеся при этом минеральные ассоциации сохраняют значения первичного вещества, отражающие глубину его источника;

необходимы дальнейшие исследования изотопов железа и других переходных элементов в природных объектах, а также проведение экспериментов по изучению межфазного распределения изотопов в расплавных и гидротермальных системах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лихачев А.П., Кириков А.Д., Ли-Фату А.В. Изотопия переходных элементов: новые возможности в геохимических исследованиях // Руды и металлы. 1995. N 3. С. 24—34.
2. Kumazawa M., Maruyama S. Whole Earth tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. № 1. P. 81—102.
3. Likhachev A.P., Kirikov A.D., Li-Fatu A.V. An attempt of determination of isotope composition of Fe, Ni and Cu in minerals of PGE-Cu-Ni deposits in Noril'sk and Sudbury // Abstracts 16th General Meeting Inter. Mineral. Assoc., Pisa, Italy. 1994. P. 244.
4. Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. № 1. P. 1—3.

Likhachev A.P., Kirikov A.D., Vaganov V.I., Ilupin I.P., Konstantinov M.M., Struzhkov S.F., Simonov O.N.

EXAMINATION OF IRON ISOTOPE COMPOSITION IN MINERALS OF ORES AND ROCKS OF DIAMOND, BASE, PRECIOUS AND FERROUS METAL DEPOSITS: A NEW TECHNIQUE TO SOLVE GENETIC PROBLEMS

The technique of secondary ion mass spectrometry has been used to determine iron isotope ratios in associated minerals of ores and rocks from kimberlite pipes of Siberia, PGE-Cu-Ni Norilsk, Sudbury, Stillwater, Duluth, Bushveld deposits, komatiite of Western Australia, Dukat gold deposits and Biwabik iron ore formation. Subjected to analysis were pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, pyrite, sphalerite, chrome-spinellid, olivine and magnetite grains. In $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ ratios, a common distribution trend of obtained values is seen; it might be of evolutionary nature. The $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ and $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ ratios portray prominent differentiation of terrestrial material, while meteoritic substance remains homogeneous in composition: marked out are oxide-silicate, silicate-sulfide-oxide and oxide-sulfide fields. Such a dissimilarity in iron isotope ratios may be due to different depths of iron sources in the materials studied.

УДК 681.3.06:51:55

© И. А. Чижова, В. В. Кузнецов, Е. А. Лебедева, 1996

ОСНОВЫ ТЕХНОЛОГИИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНО-ГРАФИЧЕСКИХ ЭКСПЕРТНЫХ СИСТЕМ (ИГС)

И. А. ЧИЖОВА, В. В. КУЗНЕЦОВ, Е. А. ЛЕБЕДЕВА (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Предлагается технология построения интеллектуально-графических экспертных систем для целей прогноза и поисков перспективных участков. Особенностью данной системы является сочетание отдельных черт гибридных экспертных (ЭС «АСТРА») и ГИС-систем, способных анализировать текстовую, числовую и графическую информацию об объекте исследования и представлять исходные и результирующие параметры в графическом виде на основе ГИС-технологии.

Возможности перевода недооцененных месторождений, рудопроявлений и точек минерализации в промышленные месторождения во многом связаны с определением степени их аналогии с эталонными промышленными объектами. Сравнение обычно осуществляется путем анализа совокупности поисковых критериев и признаков, выявляемых геологическими, геохимическими и геофизическими методами исследований.

Для решения задач геологического прогнозирования и оценки перспективности участков и площадей широко используется технология экспертных систем, обеспечива-

ющая высокую степень оперативности (быстроту) анализа многочисленных и разнообразных геолого-геохимических, петрофизических, петрохимических и геофизических данных (параметров) исследуемого объекта и объективное сравнение этих данных (параметров) с таковыми разнообразных эталонных объектов, характеризующихся разными масштабами оруденения и специфическими свойствами их рудноформационных типов и подтипов.

Уровень развития вычислительной техники в настоящее время позволяет эффективно обрабатывать наряду с фактографиче-

ской и графическую информацию. Поэтому встал вопрос о создании интеллектуально-графических систем, сочетающих в себе черты гибридных экспертных (ЭС «АСТРА») и ГИС-систем, способных анализировать текстовую, числовую и графическую информацию об объекте исследования и представлять исходные и результирующие параметры в графическом виде с учетом их пространственного размещения на основе ГИС-технологии.

При создании такой системы в первую очередь следует определить цели, для достижения которых она предназначена. В процессе прогнозной оценки геологического объекта необходимо решить следующие задачи:

- оценка минерального типа объекта наблюдения;

- определение части околорудного или рудного пространства, к которой относится объект наблюдения;

- оценка масштаба оруденения;

- оценка удаленности объекта наблюдения от рудного тела (рудоносного пространства).

Для их решения система должна иметь необходимые знания, представленные в форме, допускающей их автоматизированное использование в интеллектуальной системе. Знания предметной области есть совокупность специфических для нее фактов, целей и правил, необходимых системе для решения задач.

Банк данных, созданный на основе параметрических моделей месторождений того или иного геолого-промышленного типа, является информационной основой ее базы знаний. Структура, информационное наполнение банка данных и базы знаний идентичны.

Банк данных системы строится на моделях месторождений различных геолого-промышленных типов.

Наиболее перспективными являются параметрические модели, позволяющие накапливать данные о различных частях околорудного и рудного пространств. Соответственно на выходе из системы имеется возможность не просто получить заключение о перспективности той или иной площади, типе ожидаемого оруденения и его масштабах, но и сделать вывод, в какой из

частей околорудного пространства находится оцениваемая площадь, и дать параметрические характеристики ее удаленности от предполагаемой рудной зоны.

Важным аспектом технологической схемы является соответствие групп признаков эталонных (обучающих) месторождений и объекта оценки, а также максимально возможная полнота описания последних.

Банк данных и база знаний состоят из ряда разделов, включающих комплекс геологических, минералого-геохимических и геофизических сведений, имеющихся об эталонных месторождениях, что позволяет сформировать базу знаний системы, которая даже на ограниченном количестве данных об объекте оценки (степень изученности которого, как правило, всегда значительно ниже, чем у эталонных месторождений) принимает итоговое заключение о перспективности участка.

В структуру входят данные по следующим направлениям:

- породы, слагающие рудные поля и месторождения и их формационная принадлежность;

- рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры;

- метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения;

- морфология и условия залегания рудных тел;

- минеральные типы руд (для рудовмещающей части разреза);

- зоны проявления сульфидной минерализации (для надрудной, фланговой и подрудной частей разреза);

- главные элементы геохимических ореолов;

- геофизические поля.

Для каждого из разделов приводятся качественные признаки, например, для первого раздела (типы осадочных горных пород) дано и их количественное выражение (например, процентное содержание породы в разрезе, ее мощность, соотношение мощностей и т.д.).

Банк данных содержит набор показателей каждой группы признаков, один или несколько из которых характерны для каждого из эталонных месторождений. Совокупность признаков, описывающих каждое месторождение, дает общий список показате-

лей банка данных. Типы полей банка данных сводятся к трем наиболее распространенным случаям:

логические поля — на месторождении-эталоне или объекте оценки может быть строго только один из входящих в группу признаков. Например: рудоносная формация, возраст отложений, их мощность, процентное количество пород в разрезе и т.д.;

комбинированные поля — из группы признаков значимыми могут быть только часть из них. К этому типу относятся литолого-фациальные типы пород разреза, интрузивные образования, форма рудных тел, типы руд и т.п.;

числовые поля — вводятся в банк данных только в случаях, когда нельзя по каким-либо причинам использовать диапазоны содержаний, с логическим вводом данных.

Специфика банка данных и базы знаний системы, построенной на основе параметрических моделей месторождений, заключается в том, что для каждого из объектов имеется не одно, а несколько описаний, совокупность которых характеризует эталон в целом.

Совмещение системы признаков с координатами пространственного размещения дает полное описание объекта-эталона. Все вместе эталонные месторождения формируют полный (исходный) банк данных системы.

База знаний использует всю совокупность признаков банка данных, но одновременно с этим может получать и дополнительные признаки, путем возможных (необходимых) их сочетаний (необходимость формирования дополнительных исходных данных базы знаний определяется экспертом, формирующим ее, и закрепляется в виде правила, которое является обязательным для системы).

В обычном варианте при работе с системой эти дополнительные признаки базы знаний формируются автоматически из ответов оператора при диалоге и широко используются для принятия окончательного решения. В других вариантах систем, использующих данную технологию, могут быть заданы, сформированы и оценены с точки зрения информативности любые сочетания исходных признаков банка данных (конечно, они

должны нести существенную геологическую нагрузку).

Кроме фактографического банка данных впервые для систем подобного типа сформирован графический банк и, соответственно, графическая база знаний. Целевое назначение его — использование в диалоговом режиме изображений (геологических разрезов и карт).

База знаний (БЗ) строится не только на основе знаний экспертов, но и включает закономерности, получаемые на основе математического анализа имеющейся базы данных. Для этого имеется блок приобретения знаний (БПЗ), который содержит программные модули по статистической и логико-информационной обработке информации и классификации объектов.

При построении интеллектуальных систем необходимо иметь механизм принятия решений, обеспечивающий получение результата за приемлемое время. Опыт разработки экспертных систем показал, что наилучшим образом этой цели отвечают модели решающих правил. Они могут быть построены как на основе знаний экспертов, так и в результате математической обработки имеющейся базы данных по эталонным объектам (эвристические и расчетно-логические правила).

Автоматическое формирование расчетно-логических правил возможно для решения тех геологических задач, которые могут быть сведены в формализованном виде к одному из следующих трех типов.

1. Задачи распознавания образов. Сюда относятся все виды распознавания объектов от разделения их по минеральным типам до выявления части околорудного пространства и масштаба объектов.

Для создания системы в первую очередь необходимо сформировать систему критериев для выделения объекта, определения его формационного типа и оценки масштабности. Для повышения надежности получаемых критериев используются математические методы. Необходимым условием применимости методов является наличие однородных (по некоторому критерию) групп эталонных объектов, в результате сравнения которых и представляется возможность формирования систем критериев с оценкой их значимости.

При этом эталонная выборка объектов описывается в системе признаков, которые, по мнению эксперта, могут быть выбраны в качестве критериев.

Качество получаемой системы критериев (признаков) относительно решаемой задачи определяется на основе анализа эталонной и контрольной выборки объектов. При идентификации этих объектов на основе полученных критериев допускается не более 20 % ошибок.

Изучаемые признаки могут быть различной природы: качественные, балльные, количественные.

В формализованном виде в данном типе задачи можно выделить основные подтипы:

задача обучения распознаванию образов (распознавание по эталонной выборке объектов); цель — отнесение объекта к одному из выделенных классов;

задача сокращения (минимизации) описания с оценкой значимости признаков для разделения объектов на классы; цель — выделение системы информативных признаков;

задача таксономии (самообучение, классификации); цель — формирование однородных групп объектов (признаков);

задача выделения типичных представителей классов объектов; цель — формирование модели типичного представителя исследуемых классов объектов.

Для исследователя важно не только получение правильного результата идентификации объектов, но и выявление признаков, за счет которых достигается искомый результат, выявление объектов, являющихся типичными представителями априорно или автоматически выделенных классов.

Существует ряд подходов к решению задач распознавания. Среди наиболее значимых могут быть выделены три подхода, основанные соответственно на идеях метрического, теоретико-вероятностного и комбинаторно-логического характеров. В зависимости от свойств объекта распознавания используется тот или иной подход.

Если в первом (метрическом) подходе предполагается, например, что объект изучения расположен в некотором метрическом пространстве и обладает некоторыми свойствами типа компактности, то во втором случае (теоретико-вероятностном подходе),

как правило, необходимо подчинение свойств объекта некоторым априорным вероятностным закономерностям. Оба эти подхода предполагают наличие большой обучающей выборки. Существенной чертой третьего подхода, называемого комбинаторно-логическим или логико-информационным, является отказ от сильных предположений относительно свойств объекта (предположений метризуемости, подчиненности вероятностным законам и др.), а также возможность вести распознавание при наличии довольно малой обучающей выборки. Наиболее общее свойство алгоритмов комбинаторно-логического типа состоит в том, что наряду с учетом информации по отдельным признакам производится целенаправленный поиск и использование сочетаний признаков, содержащих полную информацию о разделении классов эталонных объектов.

Задача обучения распознаванию образов формулируется в следующем виде.

Имеется некоторое множество наблюдений, которые относятся к M классам. Требуется, используя информацию об этих наблюдениях и их принадлежности к классам, найти такое правило, с помощью которого можно было бы с минимальным числом ошибок классифицировать вновь появляющиеся наблюдения. Процесс поиска такого решающего правила обычно базируется либо на принципе перечисления объектов, либо на принципе общности свойств объектов. Если в первом случае требуется запоминание всей совокупности эталонных объектов для процесса распознавания, то во втором — таблица эталонов требуется лишь на стадии обучения. Именно поэтому большинство авторов высказываются в пользу принципа общности свойств, который основан на предположении, что объекты, образующие один класс, обладают свойством подобия, отраженного в их характеристиках.

Основой решения всех задач распознавания являются обнаружение и использование некоторых закономерностей, содержащихся в массиве исходных данных. В зависимости от характера исходных данных выбираются соответствующие алгоритмы распознавания, большинство из которых работает с непересекающимися классами (например, тестовые алгоритмы). Но на прак-

тике встречаются задачи, в которых исследуются «размытые» (пересекающиеся) классы. Это направление заслуживает особого внимания. Теория размытых множеств (Заде Л.Р.) достигла определенного успеха при решении подобных задач.

В качестве решающих правил обычно выбираются наиболее простые, поддающиеся логическому объяснению (интерпретации), позволяющие реализовывать простые оптимизационные процедуры его поиска. Именно поэтому наиболее широкое применение получили линейные решающие правила (дискриминантный анализ, вычисление сумм информационных весов объектов), голосование за отнесение объекта к классам.

Используются 2 типа правил.

При решении задач распознавания объектов для отнесения их к классам, выделенным по монотонноизменяющемуся целевому свойству (например, масштабности оруденения), используется правило 1: объект относится к тому классу, в чьи пределы изменения попадает вес объекта, вычисленный на основе информативности признаков.

В случае, когда классы выделены без учета изменения целевого свойства, используется правило 2: объект относится к тому классу, для которого вес объекта (функция принадлежности), вычисленный на основе информативности признаков, характерных для классов, принимает максимальное значение.

С проблемой распознавания тесно связаны задачи выделения существенных (информативных) признаков и минимизации признакового пространства.

Важность правильного выбора наиболее информативной системы признаков из некоторой исходной системы определяется также тем, что:

а) указание наиболее информативных признаков оказывается достаточно интересным специалисту, изучающему внутренние связи сложных объектов исследования;

б) сокращение числа признаков исходной системы, как правило, улучшает качество решения задачи распознавания.

Ясно, что отбирать существенные (информативные) признаки надо согласно определенной цели, например, для выделения делящих свойств. Если признак характерен как для объектов класса A_i , так и для объектов класса A_j , то ясно, что он будет мало-

информативен при решении задачи распознавания объектов классов A_i и A_j . Существуют различные подходы к решению задачи минимизации системы признаков:

а) без преобразования исходной системы признаков (выбор NM первых по информативности признаков, выброс наименее полезного признака, подсоединение наиболее полезного признака из оставшихся и т.д.);

б) с переходом в новое признаковое пространство (факторный анализ, метод главных компонент)

В качестве меры важности признаков для разделения объектов на классы использовались различные характеристики. Среди них наиболее употребительными оказались веса, вычисленные на основе методов логико-информационного анализа.

Перейдем к анализу возможных путей решения задачи таксономии. Напомним, что задачей таксономии (классификации) является разбиение объектов на группы на основании значений их признаков. При этом возможны два пути:

а) разбиение проводится на фиксированное число классов (кластерный анализ);

б) число получаемых классов заранее не фиксируется (алгоритм автоматической классификации).

Построение классификации в подавляющем числе методов основывается на гипотезе компактности, которая предполагает выполнение двух условий:

а) всегда возможен плавный переход от одного объекта к другому внутри класса так, что все промежуточные объекты будут восприниматься как объекты этого же класса, и нельзя плавно перейти к объектам другого класса;

б) при небольших изменениях объекты не выходят за пределы данного класса.

Все методы основаны на некотором способе определения сходства объектов.

Существует ряд способов количественного измерения меры сходства двух объектов:

а) коэффициенты подобия;

б) коэффициенты корреляции;

в) показатели расстояния.

Выбор способа вычисления меры сходства зависит от вида используемой информации, которая может носить как качественный, так и количественный характер.

Коэффициенты корреляции и подобия указывают на наибольшее сходство в тех случаях, когда они имеют высокие положительные значения, в то время как показатель расстояния — когда они принимают наименьшие значения.

Предпочтительней использовать те коэффициенты сходства, которые сохраняют свое значение при изменении масштабности измерения признаков (чем не обладает, к примеру, евклидово расстояние).

Основным требованием, предъявляемым к классификации, является следующее: результат классификации не зависит от порядка рассмотрения объектов.

После того, как получено некоторое разбиение множества объектов на непересекающиеся классы, встает задача выбора типичных представителей классов, характеризующих основные свойства сформированных классов. Такие центры выбираются, например, как точки сгущения, либо как объекты, обладающие только признаками, имеющимися на всех объектах класса.

Таким образом охарактеризованы возможные способы решения задач распознавания.

2. Задачи выявления связей параметрических характеристик между собой и с запасами металла. Решение такой группы задач осуществляется на основе применения методов математической статистики. Наиболее важными при этом являются методы общей статистики, анализа корреляционных связей и регрессионный анализ.

Общая статистика позволяет провести оценку главных элементов закономерностей изменчивости параметрических характеристик различных частей рудного и околорудного пространства, используя общепринятые параметры, такие как коэффициент вариации, дисперсия, среднее квадратичное отклонение, мода, медиана и др.

Корреляционный анализ позволяет через коэффициент корреляции оценить значимость связей пар параметров между собой. Здесь не имеет существенного значения является ли установленная корреляционная связь положительной или отрицательной. Главное требование — устойчивость и высокий уровень значимости коэффициента, т.к. через него выбираются те параметры,

для которых могут быть установлены и рассчитаны связи через уравнения регрессии.

Регрессионный анализ позволяет численно и графически представить выявленные закономерные связи между параметрическими характеристиками. Уравнения регрессии могут иметь линейный и нелинейный вид в зависимости от сложности формы установленных связей.

3. Задачи оценки удаленности решаются на основе элементов математической статистики совместно с распознаванием образов. Они могут рассматриваться как частный случай задачи распознавания, поскольку методами теории распознавания образов выявляются элементы окolorудного пространства, которые с помощью численных методов преобразуются в геометризованные модели (с использованием статистических оценок параметрических характеристик) в виде эллипсоидов.

Следующим важным аспектом интеллектуальной системы является: удобный режим пользования и представление результата в привычной для пользователя форме. На этом этапе возникают задачи 4 типа.

4. Задачи информационно-аналитические. Данная группа задач решается с помощью ГИС-технологии (географической информационной системы). ГИС-технология обеспечивает выполнение работ по установке связи между огромными массивами числовых параметров объектов и их пространственным расположением (рис. 1). Главная цель — визуализация информации для более наглядного представления изменчивости параметров в пространстве. Технические возможности современной вычислительной техники позволяют в виде карт и различных форм графиков и диаграмм отображать результаты на экране монитора и, в случае необходимости, на принтере. Применение геоинформационной технологии является одним из принципиальных моментов в обеспечении достоверности информации.

Работа системы начинается с представления пользователю информации по распределению прогнозных ресурсов, запасов, добычи и т.д. в изучаемом районе в пределах рудных районов, полей, месторождений, рудопроявлений и т.д., что позволяет наметить



Рис. 1. Форма представления результатов работы информационно-аналитического блока.

оптимальные площади для прогноза, поисков и оценки.

После их выбора пользователь и система вступают в диалог, причем этот режим предусматривает анализ и оценку как графического, так и фактографического материала. Важнейшими здесь являются интеллектуальные возможности системы, заключающиеся в ведении гибкого диалога, т.е. система выбирает следующий вопрос на основе результата анализа предыдущих ответов; в случае достаточности информации по объекту для принятия решения опрос прекращается.

Характер и форма диалога интеллектуальной системы с пользователем определяется той базой знаний, которая была в нее заложена при проектировании.

Система, опираясь на свою базу знаний, задает исследователю вопросы, касающиеся геологической формации, к которой относятся отложения на исследуемой территории, их возраста, состава пород, соотношений литологических и других разновидностей, структуры и палеоструктуры участка, типов и состава известных рудных тел и минерализации и т.д., предоставляя пользо-

вателю варианты ответа. В случае, если нет точного ответа в связи с недостаточной изученностью данного вопроса, возможен ответ «нет данных» или «не знаю».

После каждого ответа проводится анализ полученных данных и интеллектуальный блок формирует образ объекта.

Вопросы задаются с помощью экранных форм по разделам.

Каждый последующий вопрос следует только после ответа на предыдущий. Выбор и ввод в память компьютера необходимого ответа осуществляется путем наведения на него курсора и нажатия клавиши «Enter». Если необходим выбор нескольких ответов в одной экранной форме (например, в случае состава пород разреза) компьютер последовательно задает вопрос: «Имеются ли у пользователя дополнительные варианты ответа?»- и только после ответа «Нет» прекращает диалог в данном разделе (экранной форме).

Предусмотрена возможность возврата к ранее данным ответам для их корректировки, при этом машина выносит окончательные решения только после полного окончания сеанса.

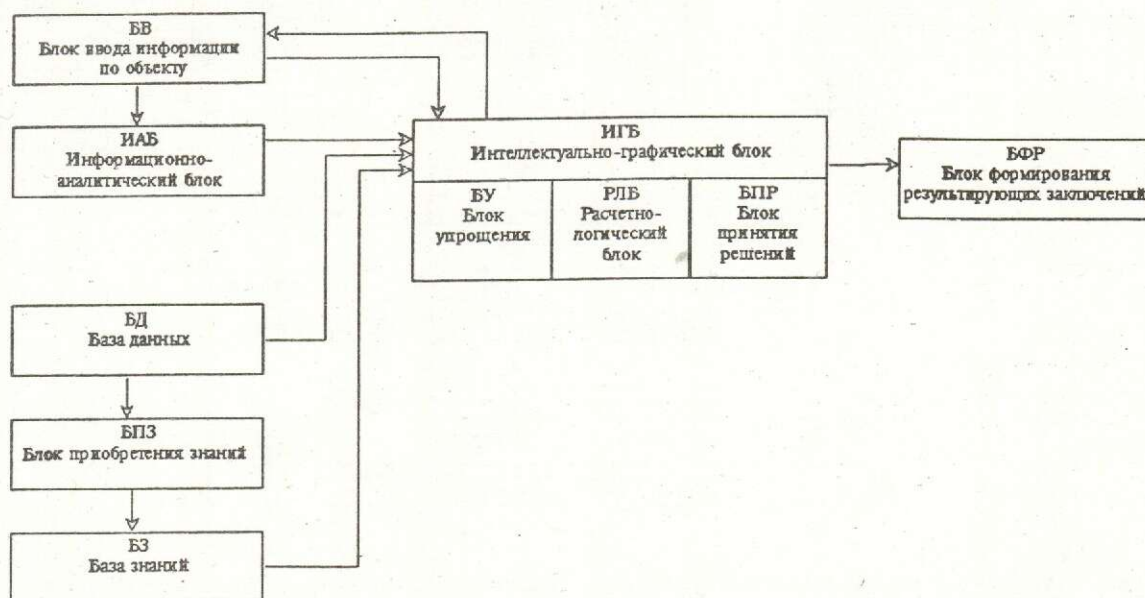


Рис. 2. Структурная схема интеллектуально-графической системы.

Предлагается следующая структурная схема интеллектуально-графической системы (рис. 2). Строящаяся система состоит из трех основных взаимосвязанных блоков: информационно-аналитического (ИАБ); интеллектуально-графического (ИГБ); формирования результатов (БФР).

Блок 1 на основе ГИС-технологии (в графической форме) обеспечивает визуализацию исходной информации по целевым параметрам из базы данных.

Блок 2 на основе технологии искусственного интеллекта обеспечивает построение базы знаний и работу системы принятия решений.

Блок 3 является блоком формирования результатов и оценки их достоверности и обеспечивает на основе ГИС-технологии визуализацию полученных заключений.

Существенным отличием от ранее предлагавшихся разработок является наличие интеллектуально-графического блока, обеспечивающего использование ГИС-технологий на этапе ввода-вывода информации, а также просмотр графических образов в процессе ведения диалога, что весьма удобно для пользователей и в значительной мере сокращает вероятность принятия ошибочных решений.

Интеллектуально-графический блок (ИГБ) включает в себя 3 подблока:

1. Блок упрощения (БУ) — для отбора тех сведений из базы знаний, которые необходимы для решения поставленной задачи.

2. Расчетно-логический блок (РЛБ) — содержит программные модули для расчета весовых функций объектов и вспомогательных параметров.

3. Блок принятия решений (БПР) — содержит программные модули многовариантного обсчета по заложенным правилам, многокритериального выбора.

Разработанная технология построения интеллектуально-графических систем позволяет создавать системы, функционирующие по схеме, представленной на рис. 3.

Макет ИГС был построен для колчеданно-полиметаллических объектов Змеиногорского района Рудного Алтая.

Работа системы ориентирована на четыре типа заключений:

1. Заключение об ожидаемом формационном (минеральном) типе оруденения.

2. Оpozнание элементов рудного или околорудного пространства, к которому следует отнести объект оценки.

3. Заключение о масштабе прогнозиру-

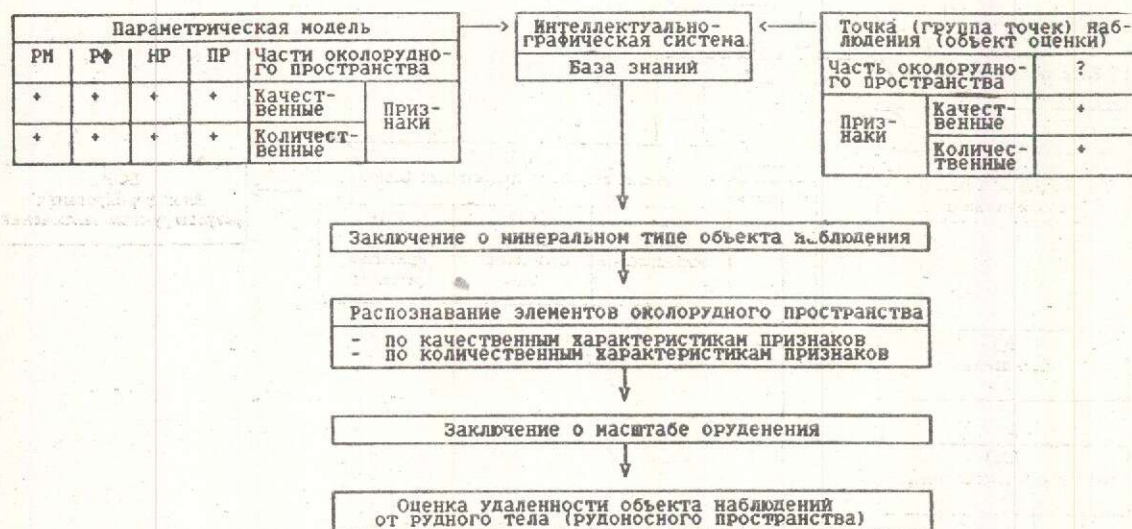


Рис. 3. Технологическая схема функционирования системы распознавания и оценки объекта наблюдения.

емого оруденения с приведением конкретных цифр прогнозных ресурсов.

4. Заключение об удаленности объекта оценки от рудного тела.

В дальнейшем предполагается дополнить систему блоком визуализации результатов на графической основе с корректировкой исходных показателей, проведенной по рекомендациям прогнозирующей системы.

Данная технология может быть использована при построении ИГС для решения прогнозных задач для различных видов металлов. Специфика будет заключаться в сформированной базе знаний, содержащей информативные признаки для решения прогнозных задач.

Заканчивая описание интеллектуально-графической системы, отметим базовые ее положения:

преимущество и дальнейшее развитие

разработанной ранее в ЦНИГРИ компьютерной технологии «АСТРА»;

использование в системе технологии искусственного интеллекта и анализа изображений;

создание в системе информационно-аналитических (вводного и выводного) блоков с использованием находящихся широкое применение в мировой практике ГИС технологий;

применение в обучающем блоке современных параметрических моделей месторождений;

использование объемного моделирования параметрических характеристик для оценки удаленности объекта от предполагаемого рудного тела.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (РФФИ), грант № 95-07-19096.

Chizhova I. A., Kuznetsov V. V., Lebedeva Ye. A.

FUNDAMENTALS OF THE TECHNOLOGY OF DESIGNING THE INTELLIGENT-GRAPHIC EXPERT SYSTEMS (IGS)

A technology of development of intelligent-graphic expert systems for the purposes of forecasting and searching for promising areas is proposed. A peculiar feature of this system is a combination of individual properties of hybrid expert (ES "ASTRA") and GIS systems capable of analysing the alphabetic, numeric and graphic information on the target of study and representing the initial and resultant parameters in a graphical form based on the GIS technology.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.444

© Коллектив авторов, 1995

РЕГЕНЕРАЦИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, А. И. ДОНЕЦ, В. Д. КОНКИН, Н. Г. КУДРЯВЦЕВА,
Т. П. КУЗНЕЦОВА (ЦНИГРИ Роскомнедра)

На примере свинцово-цинковых месторождений проведен сравнительный анализ первичных и регенерированных руд. Сделан вывод о том, что регенерация связана с явлениями регионального, дислокационного, контактового и гидротермального метаморфизма. Отличия регенерированных руд от первичных выражаются в структурно-текстурных особенностях и составе рудных минералов: сфалерита, галенита, пирита. Рассмотрены физико-химические условия процесса регенерации (P, T, состав флюидов).

Регенерация рудного вещества, слагающего сульфидные руды ранее образованных месторождений, является составной частью длительного процесса рудообразования и происходит в изменившихся геохимической и физико-химической обстановках.

Процессы регенерации сульфидных руд, в настоящее время еще плохо исследованные, должны найти свое место в геолого-генетических моделях месторождений различных типов. Изучение этих процессов, их характера и масштабов имеет важное значение для понимания явлений рудогенеза, а также позволит выявить дополнительные признаки для прогноза и поисков первичных и регенерированных рудных тел.

Сульфидные свинцово-цинковые руды являются благоприятным объектом для изучения процессов регенерации. В последние годы этой проблеме было посвящено несколько публикаций [1, 3, 4, 6, 8, 11, 12]. Авторы, проводившие изучение свинцово-цинковых месторождений в течение многих лет, собрали значительный материал по явлениям регенерации этих руд в условиях регионального, дислокационного, контактового и гидротермального метаморфизма.

Проблема регенерации рудных месторождений была впервые рассмотрена в сороковых годах нашего столетия Г.Шнейдерхеном [14]. Под термином регенерация (regeneratio — возрождение, второе рождение) он понимал

формирование рудных месторождений за счет переотложения вещества более древних месторождений или иных скоплений руд, вовлеченных позднейшими тектоническими процессами в магматическую, метаморфическую или гидротермальную мобилизацию.

Однако в последние годы некоторые исследователи термин «регенерация» стали употреблять в более широком смысле, включая не только (и даже не столько) переотложение рудного вещества древних месторождений, но также и мобилизацию металлов из рассеянной в горных породах минерализации. С нашей точки зрения, последний процесс не следует называть регенерацией, его скорее можно назвать ремобилизацией.

Г.Шнейдерхен в своих работах высказал точку зрения о чрезвычайно широком распространении регенерированных месторождений, относя к ним большинство рудных месторождений мира (за исключением многих месторождений герцинского и отчасти альпийского возраста). По его мнению, растворы, формирующие регенерированные руды, могли мигрировать на многие десятки и сотни километров. Характерным признаком регенерированных руд он считал простоту их минерального состава и своеобразный геохимический облик руд — обедненность некоторых сульфидов примесями, например: сфалерита железом, галенита серебром и т.д.

Исследования Г.Шнейдерхена обратили

внимание геологов на существование процессов регенерации руд более древних месторождений полезных ископаемых, но его выводы о формировании таким способом огромного количества месторождений, переносе металлов в процессе регенерации на большие расстояния и «очистении» сульфидов регенерированных руд от примесей не подтвердились последующими, в том числе и нашими, наблюдениями.

Критика представлений Г.Шнейдерхена о преобладающем распространении регенерированных рудных месторождений изложена В.И.Смирновым [10], и в настоящее время эти представления не поддерживаются большинством исследователей.

Возможность переноса регенерированного рудного вещества на очень большие расстояния также вызывает сомнение. Еще П.Рамдор [7] отметил, что во всех изученных им месторождениях, подвергшихся метаморфизму в разной степени, регенерированное вещество переносилось лишь на весьма небольшое расстояние. По нашим наблюдениям, на свинцово-цинковых месторождениях регенерированное рудное вещество переносилось от первичных руд на сравнительно незначительное расстояние, не превышающее первых сотен метров.

Регенерированные свинцово-цинковые руды могут располагаться вблизи первичных рудных тел и за их пределами, образуя залежи, которые иногда могут представить практический интерес (Холоднинское месторождение). В других случаях регенерированные руды локализируются внутри первичных руд и формируют рудные столбы, гнезда и другие обогащенные участки (месторождение Карагайлы и др.). В связи с этим для свинцово-цинковых месторождений мало применимо понятие «регенерированные месторождения», чаще следует говорить о «регенерированных рудных телах».

В отличие от первичных свинцово-цинковых рудных тел, которые, как правило, представлены пластообразными залежами, согласными с вмещающими породами, тела регенерированных руд обычно имеют линзовидную, трубообразную, жилоподобную форму и приурочены к зонам разломов, секущих вмещающие породы.

Большая часть процессов регенерации свинцово-цинковых руд связана с явлением

регионального метаморфизма, дислокационного метаморфизма, формирующего зоны смятия и расланцевания, контактового метаморфизма, связанного с внедрением более молодых интрузивных массивов. Иногда регенерация бывает обусловлена высокотемпературными гидротермальными растворами, поступающими из нижележащих отложений (табл. 1, рис. 1, 2, 3, 4).

Среди характерных отличительных особенностей регенерированных руд наиболее важное значение имеют возрастные соотношения первичных и регенерированных руд, их минеральный состав и текстурные особенности. Одним из признаков регенерированных свинцово-цинковых руд является пересечение первичных руд поздними прожилками близкого минерального состава, содержащими ксенолиты первичных руд. В отличие от текстур первичных руд многих типов свинцово-цинковых месторождений, среди которых преобладают массивные и ритмично-плойчатые текстуры, регенерированные руды чаще характеризуются вкрапленными, прожилково-вкрапленными и брекчиевыми текстурами и более крупнокристаллическими структурами. Минеральный состав регенерированных свинцово-цинковых руд зависит от состава первичных руд. Однако роль главных сульфидов в них большей частью играют галенит, сфалерит и иногда халькопирит. Количество пирита в регенерированных рудах по сравнению с первичными уменьшается, а вместо него часто появляется пирротин, мало характерный для первичных руд. Кроме того, в регенерированных рудах нередко фиксируются редкие минералы, отсутствующие в первичных рудах. Это особенно характерно для регенерированных руд, формирование которых обусловлено процессами контактового метаморфизма. В них появляются борнит, самородный висмут, тетраэдрит, виттихенит и др. (месторождение Карагайлы). Количество жильных минералов, по сравнению с первичными рудами, увеличивается, главными из них являются кварц, карбонаты, слюдястые минералы, барит.

Важное значение для диагностики регенерированных свинцово-цинковых руд имеют типоморфные особенности сульфидов. Пирит первичных руд часто присутствует в виде фрамбоидов, почковидных и концент-

1. Метаморфизм и регенерация сульфидных руд свинцово-цинковых месторождений

Тип метаморфизма	Степень и фации метаморфизма	Морфология и обстановка нахождения регенерированных рудных тел	Примеры месторождений, содержащих регенерированные руды
Региональный	Интенсивная (гранулитовая)	Линзовидные и жилородные в зонах порода, проработанных гидротермально-метаморфогенными флюидами. Удалены от первичных руд на расстояние от 20—50 до первых сотен метров	Брокен-Хилл (Австралия)
	Средняя (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая)		Холоднинское (Россия), Маттагами (Канада)
	Слабая (зеленосланцевая)		Флин-Флон (Канада), Маунт-Айза (Австралия)
Дислокационный	Сильная (милонит-катаклазитовая)	Линзовидные, трубообразные и жильные в крупных зонах смятия и расщепления. Расположены в пределах первичных рудных тел или на расстоянии от нескольких метров до первых сотен метров от них	Текели, Белоусовское (Казахстан)
	Слабая (динамосланцевая)		Богатыревское, Ушкатын-III (Казахстан)
Контактный	Интенсивная (калишпат-кордиеритовые роговики)	Жилы, гнезда и тела сложной формы вблизи контактов с интрузиями. Локализуются в пределах первичных рудных тел, или удалены от них на 2—15 м	Карагайлы (Казахстан)
	Средняя (роговообманковые роговики)		Акжал (Казахстан), Вознесенское (Россия)
	Слабая (альбит-эпидотовые роговики)		Орловское, Камышинское (Казахстан)
Гидротермальный	Сильная (серцитит-кварцевые, доломитовые метасоматиты)	Столбовидные, гнездо- и линзовидные в зонах гидротермально измененных пород. Расположены в пределах первичных рудных тел или на незначительном удалении от них (первые метры)	Жайрем (Казахстан), Сардана (Россия)
	Слабая (перекристаллизованные карбонатные породы, гидрослюдизация)		Учкулач (Узбекистан)

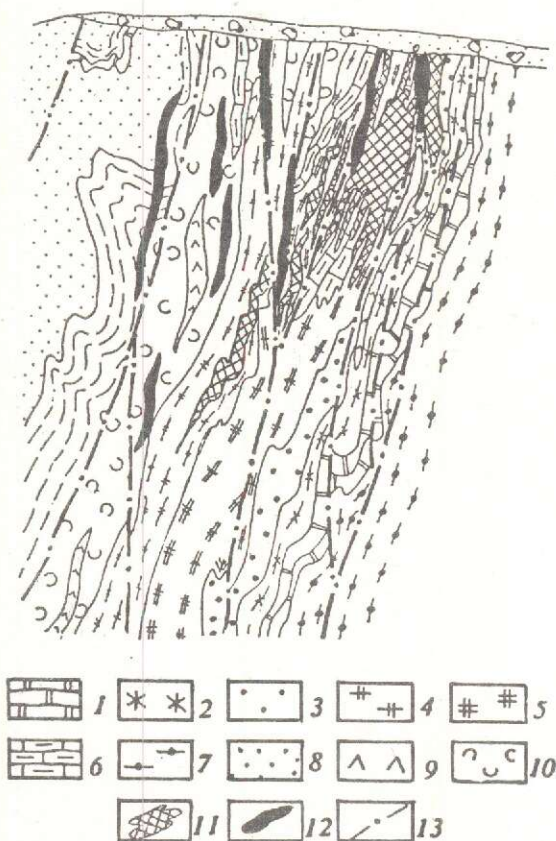


Рис. 1. Обстановка нахождения регенерированных руд, сформированных под воздействием регионального метаморфизма на Холоднинском месторождении:

1 — известковые мрамора; 2 — гранатсодержащие графит-кварц-слюдистые сланцы; 3 — метакварциты; 4 — углеродистые кварц-слюдистые сланцы; 5 — известково-доломитовые графит-кварц-слюдистые сланцы; 6 — известково-доломитовые графит-кварц-слюдистые сланцы; 7 — двусланяные сланцы с гранатом; 8 — кварцито-песчаники; 9 — амфиболиты; 10 — порфиробластические породы; 11 — пластовые колчеданно-полиметаллические руды; 12 — регенерированные колчеданно-полиметаллические руды; 13 — разрывные нарушения

рически-зональных колломорфных выделений; в регенерированных рудах, он, как правило, представлен кристаллами, часто идиоморфными. В составе примесей пирита первичных руд никель преобладает над кобальтом ($Co/Ni < 0,7$), для пирита регенерированных руд характерно увеличение этого отношения ($Co/Ni > 1$).

Со времен Г.Шнейдерхена [14] сохраняется представление о том, что сфалерит в процессе регенерации теряет значительную часть примеси железа в кристаллической решетке. По нашим наблюдениям, это явление

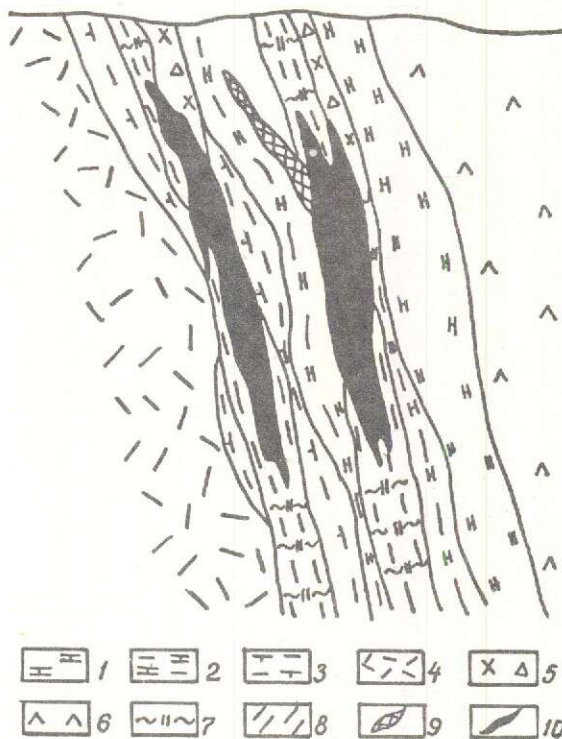


Рис. 2. Обстановка нахождения регенерированных руд, сформированных под воздействием динамометаморфизма на Богатыревском месторождении:

1 — известковистые алевролиты; 2 — известково-кремнистые туфогенные алевролиты; 3 — переслаивание туфитов, туфопесчаников, алевролитов; 4 — туфы кислого состава; 5 — риолиты и их автомагматические брекчии; 6 — диабазовые порфириды; 7 — кварц-серицитовые метасоматиты; 8 — зона рассланцевания; 9 — первичные пирит-сфалеритовые руды; 10 — регенерированные колчеданно-полиметаллические руды

отмечается на отдельных месторождениях (Богатыревское, Вознесенское), однако в большинстве случаев, напротив, фиксируется увеличение содержания железа в сфалерите регенерированных руд (табл. 2).

Галенит в процессе регенерации также не всегда очищается от серебра, как на это указывал Г.Шнейдерхен. По нашим данным, отмечается как уменьшение (Богатыревское месторождение), так и увеличение (Холоднинское, Карагайлы и др. месторождения) содержания серебра в галените регенерированных руд (см. табл. 2).

Эти обстоятельства обусловлены, вероятно, разной степенью выноса химических элементов из внедряющихся интрузий и вмещающих пород. Особенно интенсивно этот про-

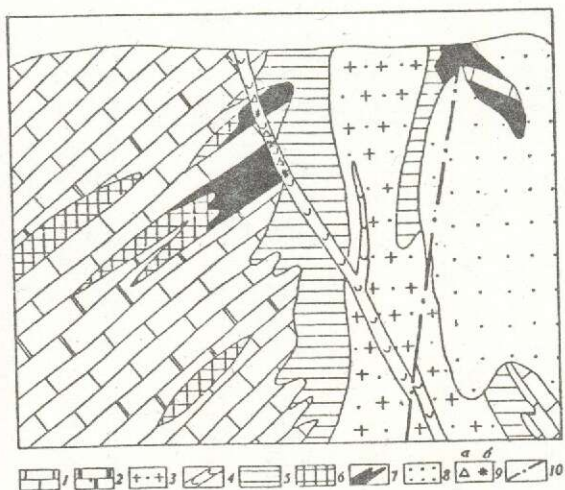


Рис. 3. Обстановка нахождения регенерированных руд, сформированных под воздействием контактового метаморфизма на Вознесенском месторождении:

1 — битуминозные известняки; 2 — доломиты, доломитовые известняки и сланцы; 3 — грейзенизированные граниты; 4 — жилы грейзенов; 5 — зоны скарнов; 6 — цинково-колчеданные руды; 7 — регенерированные цинково-колчеданные руды (скарнированные); 8 — грейзеновые флюоритовые руды; 9 — вкрапленность галенита (а) и сфалерита (б); 10 — разломы

цесс осуществляется в условиях контактового метаморфизма. Причем, как отмечает Г.Б.Паталаха [6], на месторождении Карагайлы при внедрении интрузий основного состава в регенерированных рудах увеличивается количество железа и появляются повышенные концентрации селена, теллура и золота, а при внедрении интрузий кислого состава появляются вольфрам, олово и молибден. На Озерном месторождении в результате скарнирования и гидротермальной переработки рудовмещающих пород происходит экстракция из них меди, бария, бора и серебра, которые в первичных рудах находятся в весьма незначительных количествах, а в регенерированных образуют скопления халькопирита, людвигита, барита и др. [4].

Процессы регенерации свинцово-цинковых руд могут происходить в условиях различной температуры и давления. С повышением температуры связано увеличение степени деформации пород и руд и преобразование последних вплоть до образования сульфидных расплавов. Как установлено В.И.Старостиним с соавторами [11], на Белоусовском месторож-

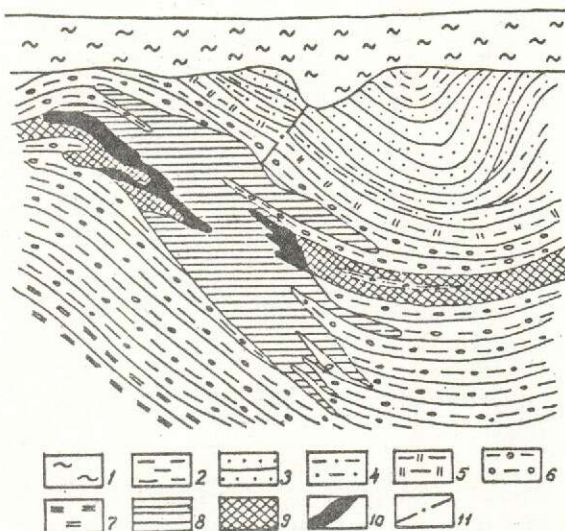


Рис. 4. Обстановка нахождения регенерированных руд, сформированных под воздействием гидротермального метаморфизма на месторождении Жайрем:

1 — кайнозойские отложения; горизонты рудовмещающей формации фамена: 2 — верхний флишоидный, 3 — железорудный, 4 — средний флишоидный, 5 — маркирующий, 6 — нижний флишоидный (горизонт конкреционных пород), 7 — неравномерно слоистых пород; 8 — эпигенетические барит-свинцово-цинковые руды; 9 — конседиментационные цинковые карбонатные руды; 10 — регенерированные руды; 11 — разломы

дении в Иртышской зоне смятия регенерированные свинцово-цинковые руды были сформированы в результате плавления первичных руд при температуре 560—600°C.

По данным экспериментальных исследований, обобщенным Б.Маршалом [15], степень регенерации сульфидов зависит от температурных условий преобразования руд, всестороннего давления и скорости процесса мобилизации вещества. Наибольшая регенерация галенита осуществляется при температуре более 200°C, однако она может происходить и при более низкой температуре при длительном воздействии даже невысокого давления. Опыты, проведенные П.Дзуффарди [2], показали, что при давлении в 100 атм и температуре 50°C происходит заметная миграция галенита и перекристаллизация вмещающих рудные тела известняков.

Степень регенерации зависит также от состава первичных руд. Такие минералы как галенит и халькопирит при температуре 100—200°C становятся пластичными и могут перемещаться в твердом состоянии при незначительном давлении, т.е. могут испы-

2. Содержание примесей в сфалерите и галените первичных и регенерированных руд

Месторождение	Минерал	Среднее содержание железа, %		Среднее содержание серебра, г/т	
		первичные	регенерированные	первичные	регенерированные
Холоднинское (Прибайкалье)	сфалерит	4,5	7,0	460,2	853,0
	галенит	7,64	4,0		
Богатыревское (Рудный Алтай)	сфалерит	7,64	4,0	1200,0	500,0
	галенит				
Карагайлы (Центральный Казахстан)	сфалерит	2,56	3,86	421,0	581,0
	галенит				
Вознесенское (Дальний Восток)	сфалерит	9,0	6,0		

тать регенерацию в условиях даже цеолитовой фации метаморфизма. При этом галенит и халькопирит обтекают кристаллы сфалерита и пирита и находятся в интерстициях их зерен. Сфалерит включается в процесс регенерации при температурах более 200°C и, как правило, при высоких давлениях. Поведение пирита в процессах регенерации существенно отличается от других сульфидов; нарушение его внутреннего строения, растворение под давлением и скольжение по границам зерен происходят лишь начиная с температур 450°C. Условия его регенерации близки к обстановкам зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Важную роль в процессе регенерации сульфидов играют летучие компоненты. По данным Ф.А.Летникова [13], в процессе высокотемпературного метаморфизма вмещающих пород и руд возникает высокореактивная флюидно-газовая смесь, которая воздействует на рудные компоненты, частично переводя их в раствор. Температура такого флюида на Белоусовском месторождении Рудного Алтая колеблется в пределах 280—550°C, а на свинцово-цинковых месторождениях Центрального Казахстана — 300—500°C. В последнем случае удалось установить [5], что флюиды представляли собой водно-солевые расплавы, состоящие из сульфидов и галогенидов кальция и магния (74 %) и углеводородов, количество которых составляет 6—9 %.

Регенерация свинцово-цинковых руд в условиях регионального метаморфизма, по данным Г.В.Ручкина [9], осуществляется, главным образом, на регрессивной стадии метаморфизма под воздействием метаморфических флюидов. При этом, согласно

представлениям Д.С.Коржинского, начальная раннещелочная волна растворов вызывает в сероводородной среде растворение сульфидов первичных руд с образованием тиосолей щелочных металлов, а повышение кислотности при прохождении последующей кислотной волны обуславливает их диссоциацию и осаждение металлов в форме сульфидов одновременно с продуктами кислотного выщелачивания.

Процессы регенерации руд могут осуществляться как путем пластического течения, так и путем перетолжения рудного вещества высококонцентрированными метаморфическими флюидами.

Данных о соотношениях объемов первичных и регенерированных свинцово-цинковых руд на конкретных месторождениях имеется мало. По нашим наблюдениям, объем регенерированных руд обычно не превышает 20—30 %, реже достигает 30—50 % и даже — 70—80 % (Богатыревское месторождение). По-видимому, возможны случаи и полной регенерации первичных руд.

Практическое значение изучения процессов регенерации заключается в использовании позиции регенерированных руд как одного из прямых поисковых признаков. Установлено, что тела регенерированных руд, как уже упоминалось, либо залегают вблизи тел первичных руд, либо располагаются внутри них, образуя рудные столбы и гнезда. В первом случае регенерированные руды могут служить прямым поисковым признаком первичных рудных тел, во втором — по признакам регенерации первичных руд можно прогнозировать и оконтуривать места расположения рудных столбов и других обо-

гашенных участков в пределах первичных рудных тел.

Учитывая вышесказанное, следует полагать, что процессы регенерации свинцово-цинковых руд имеют широкое распространение в природе. Их состав и характер зависят от термодинамических условий преобразования первичных руд, состава этих руд и степени привноса посторонних компонентов из внедряющихся интрузий и преобразованных последними вмещающих пород. Вместе с тем, регенерированные свинцово-цинковые руды располагаются в непосредственной близости от первичных руд; осложняют строение последних и не образуют самостоятельных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), грант 95-05-15698А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды Вознесенского месторождения // Геология рудных месторождений. 1990. № 5. С. 46—58.
2. Дзуффарди П. Роль трансформизма в генезисе рудных месторождений // Др. XXIII МКГ. — М., 1971. С. 10—20.
3. Ежов С.В. Соотношения процессов скарнообразования и отложение сульфидных руд на полиметаллических месторождениях Алтын-Топканского рудного района // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. С. 237—249.
4. Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла. — Новосибирск: Наука, 1992.
5. Париллов Ю.С., Сафаргалиев Б.Г. Распределение элементов-примесей в рудах Карагайлы (Центральный Казахстан) // Геология и закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. — Алма-Ата, 1977. С. 64—74.
6. Паталаха Г.Б. Метаморфизм руд стратиформных свинцово-цинковых месторождений (Казахстан): Автореф. докт. дисс. — Алма-Ата, 1989.
7. Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации // Рудные регенерированные месторождения. — М., 1975. С. 198—211.
8. Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П. Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения // Геология рудных месторождений. 1973. № 6. С. 69—78.
9. Ручкин Г.В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. — М.: Наука, 1984.
10. Смирнов В.И. Предисловие к книге «Рудные регенерированные месторождения». — М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 5—10.
11. Старостин В.И., Дороговин Б.А., Лыченков В.А. Роль сульфидных расплавов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // ДАН СССР. 1979. Т. 245. № 4. С. 933—937.
12. Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения / Н.Л. Добрецов, А.В. Мереховецкий, И.В. Ащенко и др. — Новосибирск: Наука, 1987.
13. Флюидный режим метаморфизма / Ф.А. Летников и др. — Новосибирск: Наука, 1980.
14. Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные регенерированные месторождения. — М., 1957. С. 11—69.
15. Marshall B., Gilligan L.B. An introduction to remobilisation: information from ore-body geometry and experimental consideration // Ore geology reviews 2. 1987. P. 247—267.

Gorzhevsky D.I., Donets A.I., Konkin V.D., Kudryavtseva N.G., Kuznetsova T.P.

REGENERATION OF SULFIDE ORES IN LEAD-ZINC DEPOSITS

A comparative analysis of primary and regenerated ores has been performed for lead-zinc deposits taken as a case in point. A conclusion was made that the regeneration is due to regional, dislocation, contact and hydrothermal metamorphic effects. The distinctions between the regenerated ores and the primary ones manifest themselves in structural-textural peculiarities and compositions of ore minerals such as sphalerite, galena, pyrite. Physicochemical conditions characterizing the regeneration process (P, T, fluid composition) are discussed.

УДК 553.411 (571.61)

© В. А. Степанов, А. А. Черемисин, 1996

БАМСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ УЗЕЛ ПРИАМУРЬЯ

В. А. СТЕПАНОВ (АмурнЦ РАН), А. А. ЧЕРЕМИСИН (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Рассмотрены геолого-структурная позиция и внутреннее строение Бамского золоторудного узла. Показано, что рудному узлу отвечает вулcano-плутоническое поднятие центрального типа. Наибольший практический интерес представляет Бамское золоторудное месторождение. Оно представлено зонами прожилково-вкрапленной и жильно-прожилковой минерализации, а также кварц-карбонатными жилами, располагающимися в оперяющих трещинах Бамского сброса.

Под рудным узлом традиционно понимается рудоносная площадь изометричной или неправильной формы, являющаяся частью рудного района или зоны и выделяющаяся насыщенностью генетически связанными между собой рудными проявлениями и месторождениями на фоне слабо минерализованных площадей. Каждому рудному узлу обычно отвечает конкретная геологическая структура, определяющаяся особенностями длительного геологического развития. Выделение таких структур на ранних этапах изучения территорий ведет к значительной экономии сил и средств для определения металлогенического потенциала рудных узлов.

Бамский золоторудный узел, ранее объединявшийся в единое целое с Апсаканским узлом, располагается на северо-западном фланге Приамурской провинции (рис. 1). Здесь размещаются рудные узлы, большинство которых приурочено к полям развития вулканитов или субвулканических образований раннемелового возраста: Тогунасский, Бамский, Лапринский, Мало-Гилуйский, Брянтинский и другие. В их пределах сосредоточены близкие по геолого-структурной позиции и по составу руд месторождения и проявления золота (Бамское, Дениска, Атугей, Дес, Солнечное, Хакули и др.), а также россыпи с золотом средней и низкой пробы (850—800 и менее). Линейное размещение узлов определяет субширотный Северо-Становой глубинный разлом, служащий северным ограничением ряда крупных гранитоидных интрузий позднеюрского возраста. Вдоль этого разлома располагается одноименная ветвь вулканогенного пояса, которая далее к востоку расширяется и сливается с Охотским

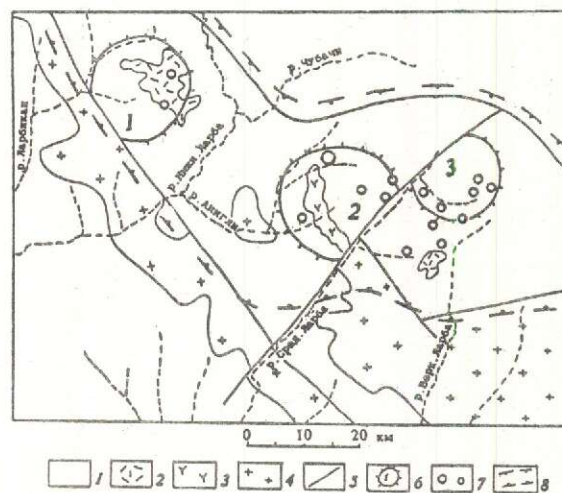


Рис. 1. Геолого-структурная позиция Бамского рудного узла:

1 — метаморфические образования архея; эффузивы раннего мела; 2 — эффузивы кислого состава, 3 — эффузивы среднего состава; 4 — гранитоиды позднеюрского возраста; 5 — разломы; 6 — рудные узлы (1 — Тогунасский, 2 — Бамский, 3 — Апсаканский); 7 — месторождения и рудопроявления золота; 8 — граница Северо-Становой металлогенической зоны

вулканогеном. Указанные рудные узлы объединены Л.В.Эйришем (1992 г.) в Северо-Становую металлогеническую зону золото-серебряной специализации.

Бамскому рудному узлу, в состав которого входят Бамское месторождение, рудопроявления золота Дёс, Ерничное и Сивакан, а также рудопроявление серебра Ключ, отвечает вулcano-плутоническое поднятие центрального типа, выделяемое по геоморфологическим, геологическим и геофизиче-

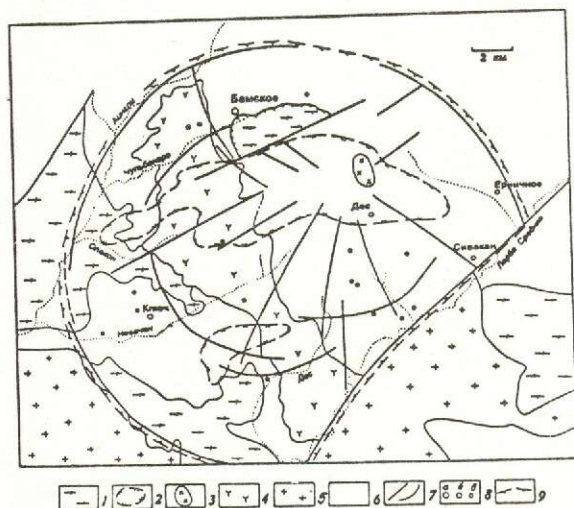


Рис. 2. Бамский рудный узел:

1 — гнейсы и кристаллические сланцы архея; раннемеловые интрузии; 2 — ареалы развития даек «пестрого» состава, 3 — интрузии кварцевых монцодиоритов, 4 — интрузии кварцевых сиенит-порфиров и кварцевых сиенитов; 5 — гранитоиды позднеюрского возраста; 6 — граниты Чубачинского массива раннего протерозоя; 7 — разломы; 8 — месторождения (а), рудопроявления (б) и точки минерализации (в) золота и серебра; 9 — граница рудного узла

ским материалам (рис. 2). Площадь его составляет порядка 400 км². Поднятие выполнено субвулканическими интрузиями и дайками раннемелового возраста, а рамой служат гранитоиды Чубачинского массива раннего протерозоя, содержащие ксенолиты гнейсов и кристаллосланцев архейского возраста [2].

Вдоль западного склона поднятия в северо-западном субмеридиональном направлении протягивается субвулканическая интрузия, сложенная, по данным съемщиков (В.Е.Стриха, 1994 г.) кварцевыми сиенит-порфирами и кварцевыми сиенитами. Ввиду плохой обнаженности района она откартирована, в основном, по делювиальным глыбовым развалам и редким обнажениям по берегам рек и на горных вершинах. Интрузия имеет плитообразную форму и, судя по результатам неглубокого бурения, наклонена на восток, к центру выделенного вулканоплутонического поднятия. Строение интрузии неоднородно: на водоразделе рр. Чульбангро и Опекон сиенит-порфиры имеют эффузивный облик и состоят из микро-

фельзитовой основной массы с вкрапленниками щелочного полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки, а гипсометрически ниже во врезках речных долин порода характеризуется значительно большей раскристаллизацией основной массы. Это свидетельствует о слабом эрозионном срезе интрузии.

К центральной части вулканоплутонического поднятия приурочена небольшая интрузия монцодиорит-порфиров, являющаяся, по видимому, корневой частью некка. Вблизи ее фиксируются эруптивные брекчии с цементом того же состава. Но наибольшим развитием в пределах структуры пользуются субвулканические дайки «пестрого» состава, представленные гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми монцодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами и лампрофирами. Выделяются два роя даек, веерообразно расходящихся от центра структуры. Наиболее крупный из них пересекает в субширотном направлении центральную часть рудного узла, затухая на западе и востоке к его периферии. Меньший приурочен к пересечению внутреннего концентрического разлома с радиальным. Под вопросом остается наличие или отсутствие в пределах рассматриваемой структуры вулканических покровных фаций, показанных на одних картах [1] и отсутствующих на других (В.Е.Стриха и др., 1994).

Наблюдаются пространственная приуроченность золотого оруденения к субвулканическим интрузиям и дайкам раннемелового возраста и временная близость их формирования. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что золотое оруденение моложе субвулканических интрузий и даек ранних фаз и древнее даек поздних фаз. Раннемеловой возраст субвулканических интрузий, даек, золотого оруденения подтверждается и данными абсолютного возраста.

Вулканоплутоническое поднятие хорошо выражено в рельефе в виде положительной морфоструктуры центрального типа, дешифрующейся на аэро- и космических снимках земной поверхности. Кроме того, эта структура отчетливо фиксируется в геофизических полях. В гравитационном поле Бамскому узлу отвечает достаточно отчетливая аномалия отрицательного знака ок-

руглой формы, обусловленная наличием в пределах узла субвулканических тел кислого состава. Гораздо отчетливее кольцевая структура, отвечающая рудному узлу, видна на карте изолиний магнитного поля. К центру ее приурочена изометричной формы положительная аномалия поля ΔT , интенсивностью в 10 нТл, отвечающая, по-видимому, интрузии монцодиорит-порфиров. К периферии она сменяется слабо переменным магнитным полем с изолиниями, параллельными внешнему концентрическому разлому рассматриваемой структуры. За пределами структуры фиксируется слабо переменное отрицательное магнитное поле.

Поле концентраций калия, определенных при аэрогамма-спектральных измерениях, в центральной части рудного узла выражено в виде слабо контрастной положительной аномалии в 2—2,5 %, на фоне около 1 %. Она слегка вытянута в широтном направлении, совпадая с размещением роя даек. Ряд линейно вытянутых положительных аномалий той же интенсивности располагается вдоль северного сегмента внешнего концентрического разлома. Некоторые мелкие аномалии обоих знаков фиксируют направление радиальных разломов вулкано-плутонического поднятия.

В отличие от калия, широкая аномалия урана, интенсивностью в $1,5—2 \times 10^{-4}$ %, ориентирована субмеридионально и приурочена, главным образом, к экзо-, эндоконтакту Невачанской интрузии сиенит-порфиров. Наиболее обогащенная ураном часть аномалии расположена на пересечении Невачанской интрузии роем даек. Смещение аномалии калия к востоку от аномалии урана по направлению склонения Невачанского массива сиенитов и приуроченность ее к полю широтно ориентированных даек и субвулканической интрузии монцодиорит-порфиров может указывать на положение надинтрузивной зоны нескрытого интрузивного массива, с инъективными дислокациями которого ассоциируется вулкано-плутоническое купольное поднятие.

В пределах Бамского рудного узла можно выделить три рудных поля: Бамское, Ключевское и Десовское, отличающихся по геолого-структурной позиции оруденения, составу и геохимическим особенностям руд. Бамское рудное поле расположено в северо-

западной части узла и включает Бамское золоторудное месторождение, ряд проявлений золота, а также вольфрама и молибдена. Рудное поле представляет собой фрагмент кольцевой структуры, ограниченной с севера внешним концентрическим разломом, а с юга внутренним разломом северо-восточного, субширотного простирания. Важную рудоконтролирующую роль играет сброс, висячий блок которого сложен преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами архея. Плоскость сместителя сброса погружается на юг под углом 30—40°. Склонение осей син- и антиформных осложнений плоскости сместителя и центриклиальный наклон сброса позволяют связывать перемещение блоков с инъективной активностью. Не исключается наследование поздними дислокациями элементов ранних структурных форм, в частности, отдельных ветвей региональной Становой системы разломов.

Ключевское рудное поле расположено в юго-западной части рудного узла. Площадь его, сложенная преимущественно гранитоидами раннего протерозоя, ограничена кольцевыми и радиальными разломами. В его пределах находятся рудопроявление серебра Ключ, проявления золота и серебра, а также проявления меди, свинца, молибдена и вольфрама.

Дёсовскому рудному полю отвечает секториальный блок вулкано-плутонического поднятия, ограниченный с запада и северо-востока радиальными разломами, а с юго-востока — разломом северо-восточного простирания, проходящим вдоль долины р. Средняя Ларба. В нем расположены рудопроявления Дес, Сивакан и ряд проявлений золотой, золото-ртутной и вольфрамовой минерализации.

Наибольший практический интерес представляет Бамское золоторудное месторождение, располагающееся в северной, периферийной части рудного узла (рис. 3). Вещающими породами служат палингенные гранитоиды протерозойского возраста, насыщенные ксенолитами метаморфических пород архея. Гранитоиды средне- и крупнозернистые порфиридные гнейсовидные нормального и субщелочного ряда, реже лейкократовые и пегматоидные.

Среди метаморфитов наиболее широко

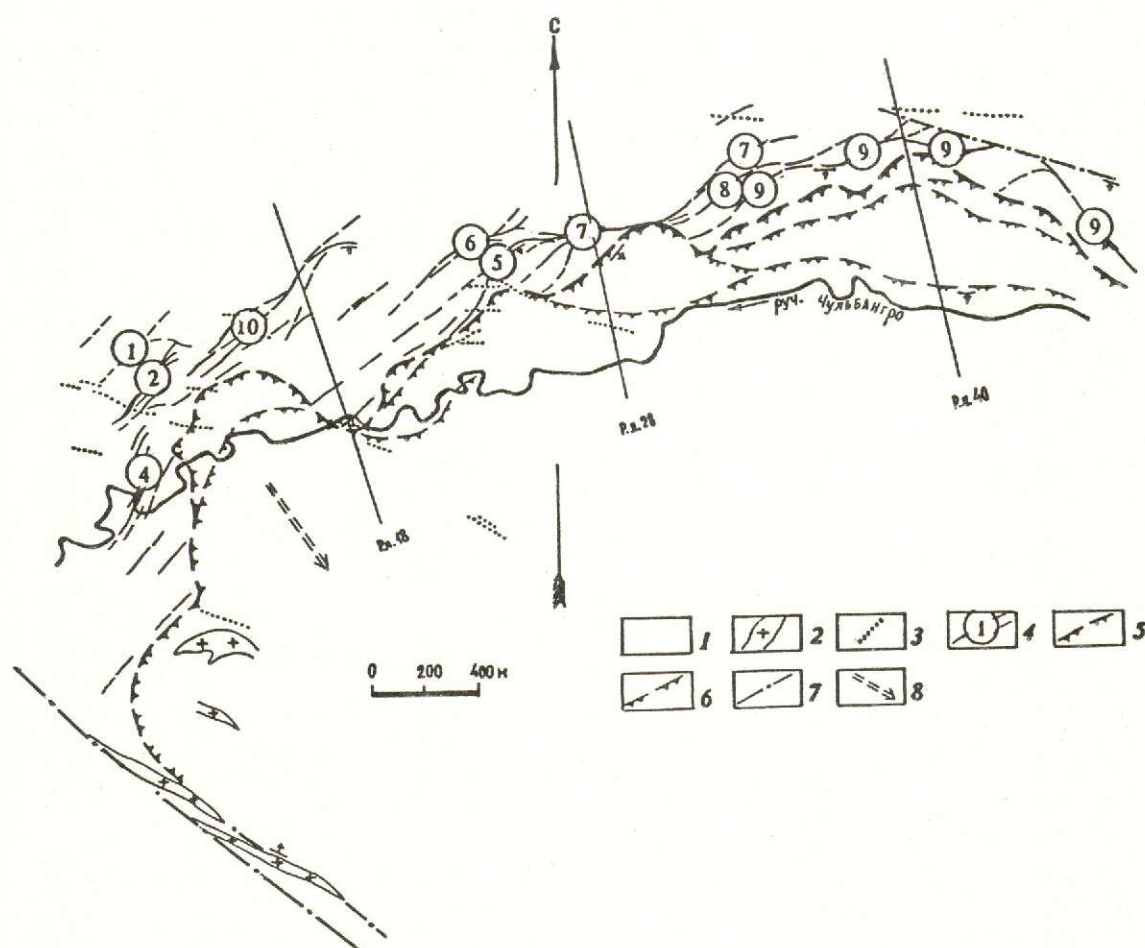


Рис. 3. Геолого-структурная схема Бамского месторождения:

1 — гранито-гнейсовый комплекс архей-протерозойского возраста; 2 — гранодиорит-, граносиенит-порфиры мелового возраста; 3 — дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров; 4 — рудные тела и их номера; разломы Бамской зоны нарушений: 5 — главный разлом («экран»), 6 — второстепенные разломы; 7 — фрагменты радиальных разломов рудного узла; 8 — направление склонения осей синформных осложнений плоскости главного разлома — «экрана»

развиты биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы, менее — амфиболиты и кристаллические сланцы. Размер слагаемых ими ксенолитов колеблется в широких пределах, от первых метров до сотен метров, объем составляет от первых процентов до 50—60 % рамы. Несмотря на пространственную разобщенность блоков гнейсов и кристаллосланцев, в пределах месторождения наблюдается моноклиальная ориентировка гнейсоватости и полосчатости в субширотном направлении с наклоном на юг и юго-запад, которая осложнена в западной и центральной части месторождения флексурными перегибами и мелкими склад-

ками, а также зонами рассланцевания северо-восточного простирания. Наличие в пределах зон рассланцевания согласных дайкообразных инъекций лейкократовых и пегматоидных гранитоидов протерозоя указывает на древнее время их проявления.

На месторождении распространены многочисленные дайки сиенит-порфиритов, диоритовых порфиритов, диабазов и лампрофиров северо-западного или субширотного простирания. Дайки маломощны (1—2 редко 5 м), не выдержаны по простиранию и падению. Они прослеживаются с перерывами на расстояние 100—200 м, иногда до 500 м. Сиенит-порфиры встречаются только

на западном фланге месторождения и, по-видимому, являются апофизами или сателлитами Невачанской интрузии, расположенной в непосредственной близости к западу от месторождения. Рудные жилы в дайках и телах кварцевых сиенит-порфиров не встречены. Из околорудных процессов в участках тектонических нарушений наблюдается аргиллизация.

Дайки диоритовых порфиритов, диабазов и лампрофиров чаще отмечаются на западном фланге и в центральной части месторождения, на восточном фланге количество их незначительно. Они являются отчетливо пострудными образованиями, пересекающими ряд рудных тел и вмещающими ксенолиты последних.

Основную рудоконтролирующую роль играют Бамская субширотная зона разрывных нарушений и разломы северо-западного простирания, ограничивающие эту зону на западе и востоке. Бамская зона разрывных нарушений состоит из серии параллельных и косоориентированных (ветвящихся) разрывов, центриклинально наклоненных к юго-востоку, югу и юго-западу в соответствии с концентрическим изгибом зоны. Ширина зоны составляет несколько сотен метров при протяженности около 4 км. Простирание разломов в центральной части месторождения субширотное (аз. пад. 150—220°). На западном и восточном флангах зона разломов отклоняется к югу и приобретает форму дуги. Углы падения у отдельных разрывов колеблются от 20 до 80° (в среднем 30—40°), отражая волнистые перегибы плоскостей сместителей.

Главным разломом зоны считается собственно Бамский разлом, выделяющийся наличием в его плоскости тел милонитов и брекчий, мощность которых достигает иногда первых метров. На общем фоне дугообразного разлома, выпуклой стороной направленного к северо-западу, выделяются небольшие волнообразные его изгибы длиной от 500 до 800 м, обусловленные сочленением отрезков северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний. На стыках разноориентированных отрезков в плоскости разлома образуются синформные и антиформные осложнения, склонение осей которых ориентировано в юго-восточном направлении, к центру выделенной кольцевой

структуры рудного узла. Это указывает на возможное направление перемещения блоков в крыльях разлома, которое может соответствовать сбросу или взбросу.

Главный разлом ограничивает распространение по восстанию рудных тел, развитых в породах лежачего бока, и рассматривается нами как рудоэкранирующая структура — «экран». Эта граница достаточно условна, т.к. разрывы ниже «экрана» имеют аналогичное строение и отличаются от разрывов висячего бока лишь наличием в первых жильного выполнения и ореолов метасоматически измененных пород. В породах висячего крыла эти изменения проявлены локально при широком развитии гематитизации. Здесь гнейсы и кристаллические сланцы архея менее гранитизированы, в них уменьшается количество инъекций лейкократовых гранитов.

Таким образом, плоскость главного разлома («экрана») разделяет не только блоки с разной интенсивностью метасоматических преобразований пород и разными масштабами минерализации, но и блоки, отличающиеся степенью проявления палингенеза. Последнее может быть связано со значительной амплитудой перемещений по Бамскому разлому.

Бамский разлом ограничивается по простиранию крутыми разрывами северо-западного простирания (аз. прост. 290—310°). Это особенно отчетливо выявляется на западном, лучше изученном, фланге месторождения. Ограничивающий разлом падает к северо-востоку под углом 70—90°, состоит из нескольких ветвей, залеченных дайками сиенит-порфиров и лампрофиров, относящихся к северной периферийной части крупного дайкового пояса. В висячем крыле разлома, недалеко от его плоскости на глубинах более 100 м вскрыты гребневидные выступы слепых тел кварцевых сиенит-порфиров, ограничивающих распространение по падению рудных тел западного фланга месторождения. В лежачем крыле разлома рудные тела не встречены. Северо-западнее месторождения в 500—600 м рассматриваемый разлом ограничивает с севера крупную интрузию кварцевых сиенит-порфиров, т.е. является границей крупных блоков с разной историей развития.

На восточном фланге месторождения

Бамский разлом резко меняет направление с субширотного на юго-восточное, а рудные тела ограничиваются параллельным ему крутым разломом, вскрытым траншеей и скважинами. Разлом ориентирован согласно с простиранием полосчатости гранитогнейсов и гнейсов и сечет ее по падению.

Рудовмещающая структура представлена системой трещин северо-восточного и субширотного простирания, приуроченных к лежащему боку рудозакранивающего Бамского разлома в полосе дислоцированных и гидротермально измененных пород мощностью до 300 м, реже более. В изученной части месторождения на интервале протяженностью около 4 км рудные тела представлены кварц-карбонатными жилами и зонами прожилкования с вкрапленностью и гнездами сульфидов, а также субсогласными участками брекчирования и милонитизации. Преобладающее простирание рудных тел западного фланга месторождения северо-восточное $40-50^\circ$, в центральной части — близширотное, а на востоке месторождения рудные тела имеют юго-восточное простирание с падением на юго-запад.

Намечается 4 участка сгущения рудных тел, сопровождающихся увеличением мощности минерализованных пород до 300—400 м и появляющихся с шагом около 1200 м. Границы между участками достаточно условны и ориентированы в северо-восточном направлении согласно с простиранием жил. Эти участки отвечают отдельным кулисам сложно построенной системы жил месторождения, имеющей восток-юго-восточное и юго-восточное склонение.

На западном участке месторождения жилы по простиранию прослежены на расстоянии 1,3 км от ограничивающего месторождение северо-западного разлома до их естественного выклинивания на северо-востоке. Здесь расположены наиболее крупные и наиболее продуктивные рудные тела 2, 4, 10А, а также мелкие тела 1, 3, 4А, 10. Расстояние между основными рудными телами составляет от 90—100 до 130 м.

В центральной части месторождения расстояние между наиболее крупными рудными телами (5, 6, 7) составляет 150—180 м. Здесь широко развиты зоны прожилкового окварцевания. Изучена лишь северо-восточная фланговая часть рудных тел, основ-

ная доля которых расположена под «экраном» и протягивается в юго-западном направлении до плоскости радиального северо-западного разлома, где частично вскрыта скважинами. Длина участка по простиранию жил достигает 2 км.

Можно предполагать, что рудные тела восточного фланга месторождения также не ограничиваются только их вскрытой частью, а будут прослеживаться по простиранию в юго-западном направлении под плоскостью «экрана», что значительно увеличивает перспективы месторождения на глубоких горизонтах.

Раздувы мощности минерализованной зоны до 300—400 м на участках сгущения жил обусловлены сочетанием нескольких кулис жил как в плане, так и в разрезе. Обычно в разрезах одна из кулис выклинивается по падению и приурочена к лежащему боку минерализованного пространства, а новая появляется висячем боку под участками пологого залегания плоскости «экрана» (рис. 4). Одновременно с увеличением мощности минерализованной зоны увеличивается количество мелких рудных линз, которые не всегда увязываются по падению и простиранию в определенные рудные тела. В участках сгущения мелких рудных тел под пологом залегающим «экраном» (падение $20-40^\circ$) трещины, выполненные жилами, имеют более крутое залегание, чем плоскость «экрана». Такие же соотношения установлены между жилами и прожилками зон окварцевания. В участках развития прожилков около выдержанных рудных жил со стороны их висячего и лежащего боков прожилки имеют согласное с основной жилой, но более крутое падение.

Многочисленными экспериментами установлено, что острые углы между трещинами разрыва или скалывания, развитыми на противоположных сторонах зоны нарушения (в крыльях разлома), указывают на направление, в котором двигались блоки пород в крыльях разлома. На месторождении отмеченные выше соотношения главного разлома и жил в его лежащем боку, а также жил и прожилков в зонах прожилкового окварцевания показывают, что формирование рудовмещающих трещин происходило при сбросовом типе перемещений по Бамскому разлому и его оперениям. Это

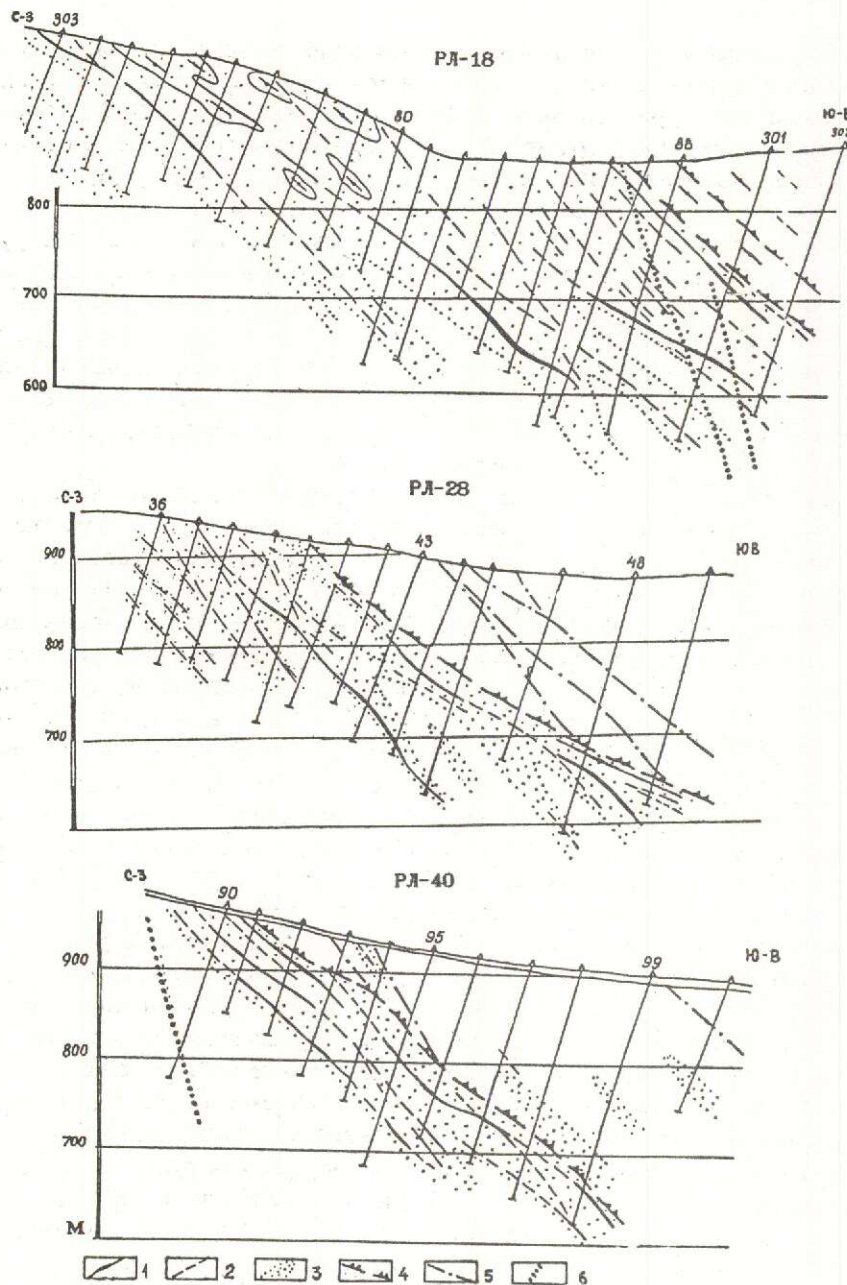


Рис. 4. Разрезы Бамского месторождения:

рудные тела: 1 — с высокими содержаниями золота, 2 — с низкими содержаниями золота; 3 — метасоматиты березит-лиственитового типа; 4 — рудоокраинующий разлом; 5 — прочие тектонические нарушения; 6 — дайки диоритовых порфиров и лампрофиров

справедливо лишь для рудного этапа, т.е. времени возникновения и выполнения трещин жильным материалом.

Характерными чертами тектонического режима формирования месторождения являлись унаследованное длительное развитие основных рудоконтролирующих и рудовме-

щающих нарушений, возможная неоднократная инверсия движений при преимущественном структурообразующем сбросовом перемещении по Бамскому разлому. В условиях неоднородного строения рамы, особенно которой является большое количество останцов гнейсов разных размеров, эти

особенности формирования Бамского разлома выразились в возникновении широкой зоны ветвящихся разрывов.

На месторождении выявлено 14 основных рудных тел, кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию рудовмещающей структуры. Морфологически рудные тела представляют удлиненные ленто- и линзообразные зоны жил и прожилков и участков их дробления, осложненные изгибами по простиранию и падению. Контуры промышленных рудных тел определяются по данным опробования. В ряде случаев они совпадают с кварц-карбонатными жилами, но чаще рудными телами являются минерализованные линейные зоны, в которых кварцевожильный материал составляет часть общего объема минерализованных пород. Эти два морфоструктурных типа рудных тел (2, 4, 10 и др.) сменяют друг друга как по простиранию, так и падению.

Мощность рудных тел меняется от десятков сантиметров до 3—4 м, иногда достигая 10—11 м. Средняя мощность составляет 1,5—2,5 м, в отдельных телах (2, 4) — 3—5 м. Протяженность рудных тел по простиранию измеряется от первых сотен метров до 1500 м, по падению они прослежены от 100 до 450 м.

По принципу структурной связи с разломами разной ориентировки можно выделить три группы рудных тел:

расположенные в подэкранной позиции вблизи или в плоскости Бамского разлома; связанные с оперяющими разломами северо-восточного простирания;

контролируемые широтно ориентированными фрагментами рудовмещающих разломов.

Рудные тела первой группы развиты фрагментарно без четкой приуроченности к плоскости «экрана». Падение их согласно плоскости «экрана» и колеблется от 30 до 40° (см. рис. 3, 4).

В системе разломов северо-восточного простирания рудные тела развиты повсеместно и составляют самую представительную группу. Азимут простирания их колеблется в основном от 40 до 60°. На юго-западном фланге месторождения рудные тела (например, 4) приобретают субмеридиональное простирание. Падение их от 30 до 50° и в среднем составляет 40—45°. Проявлено от-

четливо волнистое строение рудных тел, обусловленное сочетанием в разрезе отрезков крутого и пологого залегания. Наблюдается увеличение мощности в крутых участках тел, но чаще раздувы мощности приурочены к участкам перегибов по падению.

Рудные тела в системе субширотных разломов и зон трещиноватости развиты незначительно. Наиболее крупное (7) рудное тело этой группы имеет падение в среднем 50°. По простиранию рудные тела меняют ориентировку на северо-восточную, нередко сопровождаются со стороны лежачего и висячего боков ответвлениями северо-восточного простирания.

Высокая продуктивность (более 30 мг/т) отдельных участков рудных тел (рудные столбы) чаще всего обусловлена значительным увеличением мощности (до 10 м и более), реже повышенными содержаниями золота (более 10 г/т), а иногда одновременным увеличением мощности и содержания. Характерно, что высокая продуктивность отмечается во всех телах западного фланга, в центральной части месторождения отмечены лишь единичные сечения, а в восточной высоких значений продуктивности не встречено. Обогащенные участки в пределах рудных тел имеют форму лент, вытянутых по падению, ширина их достигает 50—150 м. На западном фланге месторождения обогащенные ленты отдельных рудных тел сосредоточены в широкой (около 500 м) полосе, склоняющейся по падению рудных тел в юго-восточном направлении.

Околорудные изменения проявлены достаточно отчетливо и представлены березитизацией, лиственитизацией и аргиллизацией вмещающих пород. По гранитоидам развиты березиты, состоящие из кварца, серицита, альбита и пирита. Гнейсы и кристаллосланцы слабо лиственитизированы. Аргиллизация проявлена локально и приурочена к зонам пострудных нарушений. Мощность зон гидротермальных изменений около одиночных жил обычно не превышает нескольких метров, достигая в участках сближенных жил и прожилкового окварцевания десятков метров.

Руды от мало- до умеренносульфидных, имеют массивную или брекчиевую текстуру. В составе нерудных компонентов преобладают кварц, иногда халцедоновидный, карбо-

наты, в том числе марганцовистые, серицит, в небольших количествах отмечаются барит и флюорит. Среди рудных минералов, количество которых нередко достигает 5—10 %, преобладают пирит, халькопирит, галенит, шешелит и золото, реже встречаются блеклая руда, сфалерит, гессит, матильдит, акантит и петцит. Н.В.Котов (1991) выделяет три стадии образования рудных минералов: I — пирит, шешелит; II — халькопирит, сфалерит, зандбергит, пирит, шешелит; III — галенит, гессит, матильдит, айкинит, купропавонит, петцит, самородное золото, пирит, шешелит.

Самородное золото имеет комковидную, пластинчатую, угловатую, скелетную и амбовидную формы. Размеры золотин колеблются от пылевидных до 0,8 мм, при преобладании частиц размером 0,15—0,4 мм. Поверхность их часто покрыта пленками гидроокислов железа или серебряных минералов. Проба золота от 711 до 955, золото-серебряное отношение — 1:3. Свободное золото в рудах составляет 80—90 %.

В рудах отмечаются повышенные содержания, %: вольфрама — 0,01—0,8, меди — 0,02—3, свинца — 0,003—0,6, молибдена — 0,001—0,02, иногда устанавливаются висмут — 0,0006—0,004, сурьма — 0,002—0,02, цинк — до 0,03 и ртуть — до 0,01.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

Бамский рудный узел входит в состав Северо-Становой металлогенической зоны золото-серебряной специализации, которой отвечает одноименный вулканогенный пояс;

рудный узел, в пределах которого выявлено Бамское золоторудное месторождение, а также ряд рудопроявлений золота и серебра, приурочен к вулcano-плутоническому поднятию центрального типа, сложенному

субвулканическими интрузиями и дайками раннемелового возраста;

внутри рудного узла выделено три рудных поля: Бамское, Ключевское и Десовское, которым отвечают блоки вулcano-плутонической структуры. Золотое оруденение Бамского рудного поля парагенетически связано с раннемеловым субвулканическим и дайковым комплексом этапа мезозойской тектоно-магматической активизации зоны Станового хребта;

наибольший практический интерес представляет Бамское золоторудное месторождение, формирование рудовмещающей структуры которого связывается с развитием вулcano-плутонического поднятия. Рудо-контролирующую роль на месторождении выполняют долгоживущая зона разрывных нарушений (Бамский разлом), которая является фрагментом кольцевого разлома, и радиальные разломы, ограничивающие ее;

рудные тела не выходят за пределы пластины нарушенных пород мощностью около 300 м, примыкающей со стороны лежащего крыла к плоскости главного разлома («экрана») Бамской зоны нарушений и приурочены к северо-восточным и субширотным ветвям и оперяющим трещинам Бамского разлома.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Курник Л.П. Некоторые геологические особенности нового золоторудного месторождения Бамское //Тр. ассоциации геологических организаций Дальнего Востока. — Хабаровск, 1992. Вып. 2. С. 93—99.
2. Моисеенко В.Г., Полеванов В.П., Степанов В.А. Геологическая позиция и вещественный состав руд Бамского золото-серебряного месторождения //Геологические и минералогические критерии крупных и уникальных месторождений. — С.Пб., 1994. С. 41—42.

Stepanov V. A., Cheremisin A. A.

THE BAMSKY GOLDRE KNOT OF PRIAMURIYE

Geologic-structural position and internal structure of the Bamsky goldore knot are described. It is shown that the volcano-plutonic uplift of central type corresponds to the ore knot. The Bamskoye gold deposit is of great practical interest. It consists of zones with veinlet-impregnated and vein-veinlet mineralizations as well as quartz-carbonaceous veins, located in feathering joints of the Bamsky fault.

ПРИЗНАКИ РАЗЛИЧИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ АРГИЛЛИЗИТОВ

Н. М. РИНДЗЮНСКАЯ, Т. П. ПОЛЯКОВА, Р. О. БЕРЗОН (ЦНИГРИ
Роскомнедра)

В статье дискутируется вопрос о генезисе глинистых золотоносных руд. Доказывается, что эти золотые руды могут иметь как гипогенное, так и гипергенное происхождение. Приводятся критерии отличия золотоносных кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов.

Вопросы генезиса кор выветривания являются предметом многолетних дискуссий. В начале XX века благодаря трудам Rosler, Stremme [12, 13] существовало представление о гидротермальном происхождении каолинитов. В наше время также имеются сторонники этой гипотезы [3, 7]. В России трудами Б.Б.Полынова, И.И.Гинзбурга [5, 2], В.П.Петрова [4] и многих других доказывалось гипергенное их происхождение. Споры эти не затихают до сих пор.

В действительности, сложность в доказательстве гипергенного происхождения золотоносных кор выветривания связана с наличием конвергентных признаков, характерных для кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов. Низкотемпературные гидротермальные аргиллизиты локализуются в близповерхностных условиях. Корообразование также можно рассматривать как своеобразный низкотемпературный метасоматоз, протекающий в зоне гипергенеза под агрессивным воздействием окислительно-восстановительных процессов. При этом в гипергенных условиях происходит замещение неустойчивых минералов устойчивыми.

Процессы рудо- и корообразования, как правило, значительно разделены во времени и относятся к различным тектоническим этапам. Первые формируются на орогенных этапах или на этапах тектоно-магматической активизации, вторые — в условиях относительной стабилизации посторогенных платформенных структур. Особая обстановка могла сложиться на этапе мезозойской тектоно-магматической активизации. В мезозое, начиная с триаса, широко были развиты коры выветривания. Формирование

мезозойских аргиллизитов могло происходить при проникновении золотоносных гидротерм в зону гипергенеза [11], что приводило к смешению восходящих гидротермальных железисто-хлоридных вод с нисходящими окислительными вадозными водами. В этом случае формирование нижней части зоны гипергенеза подвергалось влиянию как экзогенных, так и гипогенных рудоносных гидротермальных флюидов.

Гидротермальные образования в зоне гипергенеза быстро окислялись. В связи с этим, основные условия рудоотложения определялись уже не эндогенными, а гипергенными факторами [11].

Золоторудные коры выветривания формируются по минерализованным зонам, в том числе и по аргиллизитам, что определяет ряд конвергентных признаков, которые заключаются: в близповерхностном положении, в приуроченности к тектоническим зонам; в некотором сходстве минерального состава (кварц, слюды, хлорит, смектит, полевые шпаты, каолинит). Оба процесса сопровождаются кислотным выщелачиванием с формированием вертикальной и боковой зональности (в линейных корах выветривания). Нижние горизонты коры выветривания в некоторых случаях можно ошибочно спутать с зоной выщелачивания аргиллизитов — обеленными песчано-глинистыми образованиями [8]. Этим, пожалуй, и ограничивается некоторое сходство гипогенных и гипергенных метасоматитов. Гидротермальные аргиллизиты и коры выветривания представляют собой два различных генетических типа рудообразования и резко отличаются по набору геолого-минералогических признаков. Вслед за О.В.Андреевой,

В.В.Головиным, В.А.Омельяненко [1], К.П.Савельевой [10] и другими исследователями мы попытались найти критерии отличия этих образований.

Представляется, что к наиболее надежным отличительным признакам аргиллизитов и кор выветривания относятся нижеследующие.

При близповерхностном залегании кор выветривания и аргиллизитов, первые редко распространяются на глубину более 300—400 м, глубина распространения гидротермальных аргиллизитов может достигать 1800—2000 м.

Аргиллизиты приурочены к близповерхностным уровням гидротермально-метасоматических образований, что объясняется воздействием восходящего потока термальных растворов при температуре 120—300°C, а гипергенная глинизация происходит в условиях нисходящей фильтрации атмосферных и грунтовых вод, насыщенных кислородом, углекислотой, гумусовыми кислотами при средней температуре 25°C. Большое значение в преобразовании вещества принадлежит бактериям и растительным сообществам. При формировании золотоносных кор выветривания большое значение имеет сернокислородное выветривание, активно протекающее в зонах сульфидной минерализацией.

Гидротермальные аргиллизиты могут быть встречены в любой морфоструктуре, претерпевшей тектоно-магматическую активизацию, и в разных климатических и геоморфологических обстановках. Кобы выветривания сохраняются, главным образом, в пределах морфоструктур длительной стабилизации и наилучшим образом развиты на пенепах, при этом минералого-геохимический тип коры выветривания определяется климатом и геоморфологической позицией. Последняя диктует положение уровня грунтовых вод. Например, на холмах в условиях хорошего дренажа формируются латеритные коры выветривания, а в заболоченных низинах — каолиновые.

Генезис процессов гидротермальной аргиллизации и глинистого гипергенного метасоматоза по сути своей противоположны. Для первого характерен привнос вещества, прежде всего, K_2O , Na_2O , CaO , MnO , кремнезема, что приводит к характерному для гидротермальных аргиллизитов сочетанию

устойчивых (глинистые минералы, кварц) и неустойчивых (полевые шпаты, карбонат, хлорит) минералов. Для аргиллизитов характерно большое количество различных совершенно не окисленных сульфидов (пирит, арсенопирит, сфалерит, киноварь и т.д.), часто разной морфологии.

В отличие от процессов аргиллизации, при корообразовании происходят иные изменения в балансе вещества, связанные с разложением неустойчивых элементов и накоплением устойчивых. Прежде всего, выносятся Na_2O , K_2O , CaO , MgO , CO_2 . В то же время накапливаются полуторные окислы Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , иногда MnO [9]. На Салаире нами была отмечена интересная особенность: при проведении геохимического опробования на золоторудных объектах часто отмечается корреляция иттрия, иттербия, бериллия, скандия с ореолами золота. Концентратором этих элементов являются гидроксиды железа, хотя ими могут быть и бокситы; слюды. В первичных рудах содержания редкоземельных элементов низкие за счет рассеяния в породе и не улавливаются спектральным анализом. В коре выветривания они мобилизуются, переносятся инфильтрационными растворами и концентрируются на геохимических барьерах вместе с золотом. Такую же закономерность выявил В.Б.Чекваидзе с сотрудниками на Урале.

Для кор выветривания характерна определенная вертикальная зональность, отражающая понижение сверху вниз степени воздействия гипергенного кислотного выщелачивания. При этом в золотоносных линейных корах выветривания, так же как и в безрудных площадных и линейных, сохраняется одна и та же минералого-геохимическая зональность. Неустойчивые минералы снизу вверх по разрезу коры выветривания разлагаются, происходит увеличение количества глинистых минералов, в верхних горизонтах — накопление каолинита.

В аргиллизитах содержание глинистой фракции не превышает 30 %, в зрелых горизонтах коры выветривания оно может достигать 70—95 %.

Эффективная пористость в корах выветривания составляет 40—60 %, в аргиллизитах, сопровождающихся привнесением вещества и часто рудоотложением — 16—20 %, обычно меньше 10 %.

Типоморфные особенности ряда минералов в коре выветривания и аргиллизитах также резко отличны. Так, на Воронцовском месторождении, где проявлен процесс аргиллизации и широко развиты коры выветривания, сформированные по породам разного литологического состава (вулканогенно-осадочным, с наложенными на них процессами гидротермального метасоматоза, карбонатным брекчиям, интрузивным породам средне-кислого состава и т.д.) наблюдаются следующие отличия. Кварц в аргиллизитах имеет свежий облик и алмазный блеск, часто встречается «рисовидный» кварц. В коре выветривания кварц корродирован, часто пропитан охрами железа, покрыт гипергенными пленками различного происхождения. Поверхность его матовая, к верхним горизонтам происходит постепенное растворение кварца. Для других породообразующих минералов гидротермальных аргиллизитов также характерен свежий облик, причем это относится как к полевым шпатам, карбонатам, сульфидам, хлориту и другим неустойчивым в процессе выветривания минералам, так и к глинистым минералам, устойчивым в зоне гипергенеза.

В коре выветривания за счет разложения основных породообразующих минералов увеличивается содержание глинистой фракции. Для кор выветривания очень характерно увеличение степени гидратации слюдястых минералов снизу вверх с образованием гидрохлорита, гидратированного серицита. Критерии отличия гидротермальных и гипергенных глинистых минералов выявляются только с привлечением тонких аналитических исследований. Некоторые исследователи [1, 10] находят различия в политипии гидрослюд, но это требует подтверждения. Во всяком случае, нами были обнаружены политипы гидрослюд 1М и 2М как в аргиллизитах, так и в корях выветривания.

Кроме гидрослюд, нами тщательно изучались каолиниты. Для этого были отобраны образцы из глинистых метасоматитов гипогенного и гипергенного генезиса и проведены исследования и съемка на электронном микроскопе (Б.М.Кобцев). В результате были установлены следующие различия каолинитов. В гидротермальных аргиллизитах минерал образует псевдогексагональные кристаллы с ровными четкими краями и

одинаковой толщиной по всему кристаллу. На снимках видно, как происходит обрастание и прорастание его кристаллов гидрослюдой, что не может происходить в гипергенных условиях, где каолинизации подвергаются все минералы. Каолинит в выветрелых продуктах коры выветривания образует агрегатные скопления из мелких частиц изометричной, удлиненной и неправильной форм, иногда со следами огранки, единичные псевдогексагональные кристаллы, т.е. здесь встречается больше его морфологических разновидностей. Контуры кристаллов четкие, но толщина пластинок непостоянная, происходит утонение к периферии, края как бы «махрятся», становятся хлопьевидными, за счет разложения минерала. Подобные особенности наблюдаются и для бертьерина, хлорита, хлоритоидов, которые в конечном итоге замещаются каолинитом.

Характерной минералогической особенностью аргиллизитов является присутствие в них таких типоморфных минералов, как диксит и накрит. В корях выветривания, развивающихся по аргиллизитам и другим породам, эти минералы нами встречены не были. Но зато в нижних и средних горизонтах коры выветривания, независимо от типа силикатных пород, появляется галлуазит, не наблюдаемый в аргиллизитах.

Для рудных аргиллизитов характерно большое количество различных, совершенно не окисленных сульфидов, в т.ч. и разнообразных форм (октаэдры, кубы, усложненные кубы пирита, ромбоэдры, удлиненно-призматические, шпильчатые арсенопириты и др.).

Сульфиды в зоне гипергенеза быстро окисляются, частичное их разложение происходит уже в нижних горизонтах коры выветривания, особенно быстро разлагается арсенопирит. Концентраторами мышьяка и других рудогенных элементов становятся гидроксиды железа. В отличие от кор выветривания в аргиллизитах количество арсенопирита может составлять до 20 % от общего объема сульфидов.

В зрелых горизонтах коры выветривания неокисленные сульфиды не встречаются, происходит характерное для окислительных процессов замещение их гидроксидами железа: лимонитом, гетитом; кроме того, образуются скопления свободных гидроксидов

железа за счет мобилизации последних из вмещающих горных пород и сульфидов. Вместе с тем, в нижних горизонтах коры выветривания, в восстановительной среде зоны вторичного обогащения, окисленные сульфиды могут восстанавливаться и приобретать «свежий» облик.

В корах выветривания и аргиллизитах резко отличны корреляционные связи золота. В аргиллизитах, наряду со свободным Au, присутствует металл, заключенный в пирите, арсенопирите, — отсюда и корреляция рудогенных элементов с серой. В корах выветривания отмечается значительное увеличение свободного золота за счет разложения сульфидов. В зрелых горизонтах коры золото ассоциирует с гидроксидами железа (сотни грамм на тонну). Оно может быть свободным (преимущественные формы нахождения золота в глинистых горизонтах, обогащенных рыхлыми охрами) и в виде вторичного, связанного при обволакивании его гидроксидами железа в корках и конкрециях. Отличительный признак для кор выветривания заключается в ассоциации золота с гипергенными минералами.

Разные типоморфные особенности характерны для золота в аргиллизитах и в зоне окисления рудных тел. По описанию Л.А. Николаевой, в аргиллизитах Воронцовского месторождения присутствует золото мелкое, преобладает тонкое, пылевидное. Среди видимого золота часто встречаются мельчайшие пластинки на сколах арсенопирита и пирита, кварца, свободные гемидиоморфные выделения комковидного габитуса, пластинчато-комковидно-удлиненной формы, размером 0,1—0,15 мм, редко 0,25 мм. Для золота характерно наличие ступеней роста. При травлении поверхности золотин выявляются дырочные дислокации, что связано с неоднородностью кристаллической решетки. Коррозия золотин отсутствует, редко наблюдаются тонкобугорчатые пленки. Проба колеблется в широких пределах от 650 до 990, в основном 920—980.

В коре выветривания золото претерпевает изменения, не встречаемые в аргиллизитах. Интенсивность этих изменений нарастает в профиле коры выветривания снизу вверх [6]. В нижних горизонтах коры выветривания сохраняется золото остаточной морфологии и с остаточной пробой, затро-

нутое лишь локальной коррозией. В более зрелой коре выветривания низкопробное золото почти не встречается. Сохраняются лишь его отдельные реликты в ядерной части золотин. Образуются мощные высокопробные каймы и высокопробные межзерновые прожилки, что весьма характерно для гипергенных условий. Типична матовая шагреньевая поверхность, примазки гидроксидов железа, коррозионные полости и трещины выполнены гипергенными минералами: гидроксидами железа, марганца, алюминия, сферолитами хлористого калия, иногда встречаются наросты гипса и т.д. Отмечается вынос из золота элементов-примесей: серебра, меди, ртути и др. элементов.

В зрелой коре выветривания и особенно в карстовых депрессиях характерно образование хрупкого высокопробного, типичного по своей структуре для зоны гипергенеза, вторичного золота. Оно встречается в виде пленок и наростов, отдельных глобул и целых гирлянд на остаточном золоте, глинистых частицах, органических соединениях, в сростаниях с гидроксидами железа. На золотилах видны следы механического переноса в виде шрамов и борозд скольжения, завальцованные края за счет просадок в коррозионно-карстовых полостях.

В аргиллизитах достаточно высок процент золота, связанного с сульфидами (в сростках и в кристаллических решетках). В зрелых корах выветривания золото свободное и находится в ассоциациях с гипергенными минералами.

Таким образом, правильная оценка относительной роли гидротермальной аргиллизации и выветривания имеет принципиальное значение как для понимания генезиса рассматриваемых объектов, так и для целенаправленного проведения поисково-оценочных работ. Все это определяет актуальность задач по разработке критериев разграничения гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева О.В., Головин В.А., Омеляненко Б.И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С. 31—39.
2. Гинзбург И.И. Стадийное выветривание минералов

- //Вопросы минералогии, геохимии, петрографии. — М., 1946. С. 122—132.
3. Песков Е.Г. О гидротермальной природе некоторых «древних россыпей» золота // Тез. докл. Всесоюз. совещ. 3—5 окт. 1990. — Л., 1990. С. 82—83.
 4. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. — М.: Недра, 1967.
 5. Полянов Б.Б. Кора выветривания. — Л.: Изд. АН СССР, 1934.
 6. Полякова Т.П., Риндзюнская Н.М., Николаева Л.А. Золото в корах выветривания Урала // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 40—48.
 7. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. — М.: Наука, 1977. Вып. 303.
 8. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Берзон Р.О. Месторождения золота в корах выветривания // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 62—69.
 9. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Бобров В.Н. Геолого-минералогическая характеристика зоны гипергенеза Воронцовского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 42—52.
 10. Савельева К.П., Костромин Д.А. Критерии различия гидротермальных метасоматитов аргиллизитовой формации и химической коры выветривания на одном из золоторудных месторождений // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. — Свердловск, 1990. С. 35—40.
 11. Харлашин А.П. Гипергенная золото-гематит-кальцитовая формация в Заравшано-Гиссарской области (Южный Тянь-Шань) // Тез. докл. Всесоюз. совещ. 3—5 окт. 1990. — Л., 1990. С. 44
 12. Rosler H. Beitrage zur Kenntniss einiger Kaolinlagerstätten. Jahrb. Min. Bull. Bd., 15, 1902. P. 231—239.
 13. Stremme H. Über Kaolinbildung // Zs.f. prakt. Geol. 1908. P. 122.

Rindzyunskaya N. M., Polyakova T. P., Berzon R. O.

DISTINCTIVE FEATURES OF GOLD-BEARING CRUSTS OF WEATHERING AND HYDROTHERMAL ARGILLIZATION PRODUCTS

The genesis of argillaceous gold-bearing ores is discussed. It is shown that these ores may be of both hypogenetic and hypergenetic origin. The criteria used to distinguish gold-bearing crusts of weathering from hydrothermal argillization products are presented.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 550.812:550.834(26)

© Коллектив авторов, 1996

ПРИМЕНЕНИЕ ЛОКАЦИИ БОКОВОГО ОБЗОРА ДАЛЬНОГО ДЕЙСТВИЯ ПРИ КАРТИРОВАНИИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ КОНКРЕЦИЙ ОКЕАНИЧЕСКИХ КОТЛОВИН

Р. А. КАЗАНЦЕВ, В. В. КРУГЛЯКОВ, В. И. ПАВЛОВСКИЙ (ГПЦГГЭ),
В. Б. ПОДШУВЕЙТ, Г. Л. ПОДШУВЕЙТ, Д. Ф. ТАККИ, В. А. ФОМЕНКО
(ГПНИПИОкеангеофизика)

Гидролокационная технология бокового обзора с аппаратурой «Океан» позволяет разредить сеть галсов по сравнению со стандартными технологиями эхолотации и сократить дорогостоящие работы по отбору проб при поисках полиметаллических конкреций на океаническом дне.

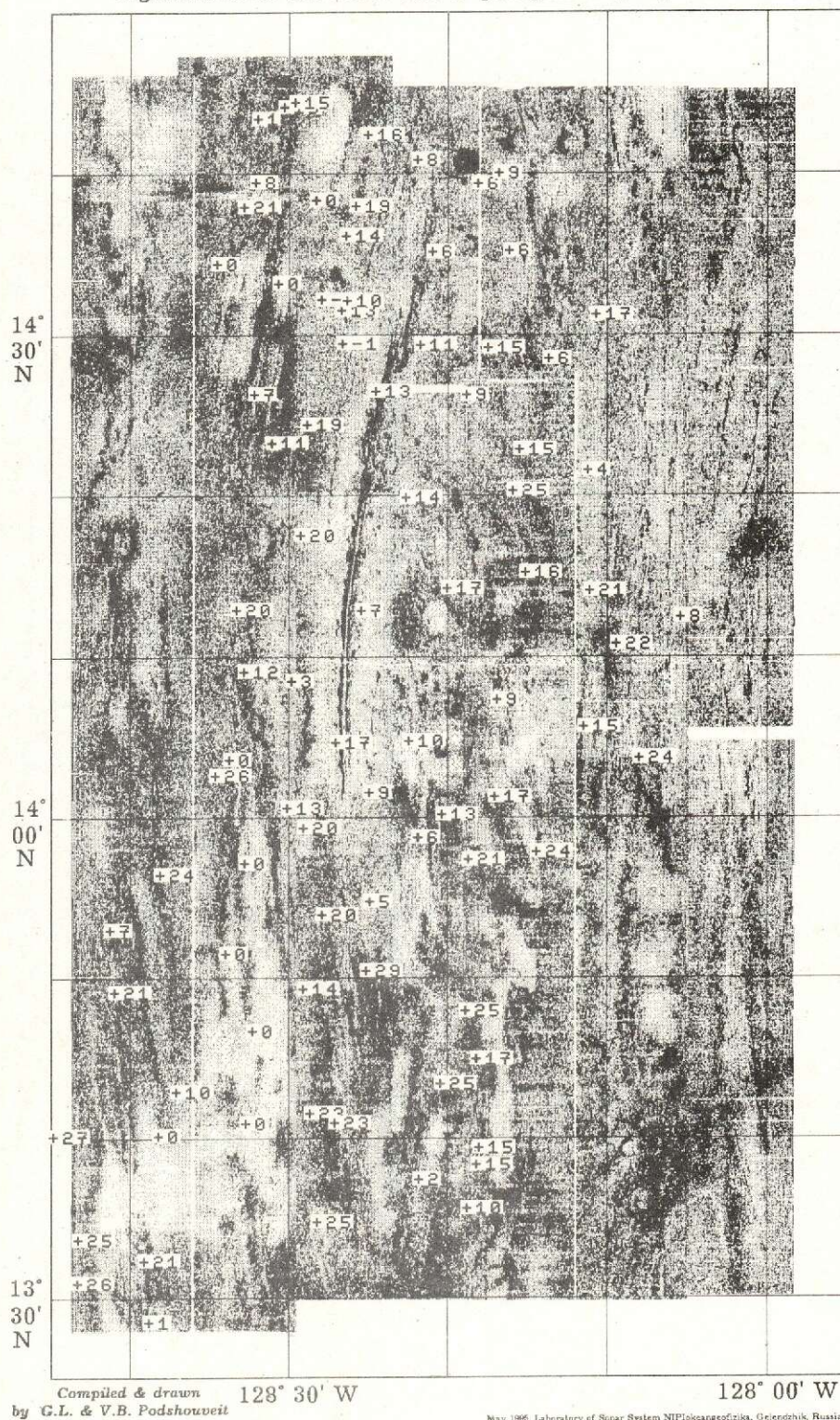
СССР располагал значительными запасами марганцевых, никелевых, медных и кобальтовых руд. Россия не имеет крупных месторождений марганца. С распадом Союза она в значительной мере лишилась и ряда других видов минерального сырья, находящегося в государствах Средней Азии и Закавказья. Будучи же правопреемницей СССР, Россия располагает лицензионным участком с крупными запасами полиметаллических железомарганцевых конкреций в рудной провинции Кларифон-Клиппертон в Северо-Восточной котловине Тихого океана. Кроме того, Россия располагает специализированным научно-исследовательским геологическим флотом, техническими средствами, совершенными технологиями и квалифицированными специалистами, что обеспечивает ей возможность разведать и подготовить к эксплуатации лицензионный участок и подготовить заявки на другие участки дна Международного района Мирового океана.

Многолетний отечественный и зарубежный опыт поисков скоплений полиметаллических конкреций в различных котловинах Мирового океана и изучения структуры рудных полей этих образований сводится в основном к батиметрическому картированию, массовому отбору проб донного материала и фотографированию дна. При батиметрическом картировании (эхолотном промере) в отдельных

случаях анализировались амплитуды отраженных сигналов и на этом основании осуществлялись попытки выделения вдоль профилей участков, обогащенных конкрециями, на фоне безрудных или убогих участков. Сущность метода заключается в том, что участки с повышенной концентрацией конкреций отличаются повышенной акустической жесткостью. Этот метод акустического картирования, в частности, использовался ЦГГЭ при исследованиях лицензионного участка России в рудной провинции Кларифон-Клиппертон (Северо-Восточная котловина Тихого океана) и при выполнении контрактных работ с зарубежными фирмами и совместными предприятиями. Метод в определенной мере оказался геологически эффективным. Недостатком его является необходимость существенного сокращения межгалсовых расстояний (по опыту работ ЦГГЭ до 3 км), но и в этом случае нет абсолютной уверенности в правильности интерполяции в межгалсовых пространствах.

Значительно более эффективным представляется применение локации бокового обзора дальнего действия с использованием гидролокатора «Океан» разработки НИПИОкеангеофизика (Такки Д.Ф., Фоменко В.А., Нечаев В.К. и др., 1995). В режиме линейно-частотной модуляции суммарная ширина сонограммы составляет на каждом профиле 15

Pacific ocean. Clarion - Clipperton Zone.
 Digital mosaic of SSS'Ocean' data & geological sampling results



Тихий океан. Зона Клариян-Клиппертон. Цифровой монтаж сонограмм, полученных с помощью системы «Океан», и результаты геологического опробования.

км. Это позволяет выдерживать межгалсовые расстояния равными 15 км.

В 1991 г. научно-исследовательское судно «Геленджик» (ЦГГЭ) выполнило сонарную съемку части лицензионного участка России в Тихом океане. Предобработка в автоматическом режиме в реальном времени выполнена на борту судна. Окончательная обработка с составлением координированного монтажа сонограмм проведена в НИПИ-Океангеофизика.

На рисунке представлен фрагмент полученного монтажа в сопоставлении с результатами отбора проб донного материала (цифрами показаны плотности залегания конкреций в килограммах на 1 м²), выполненного грейферным дночерпателем с площадью захвата 0,25 м², оснащенного фотоустановкой ГФУ-6-8.

Темные поля на монтаже сонограмм соответствуют участкам повышенной интенсивности обратного рассеянного сигнала, что соответствует участкам дна с повышенной акустической жесткостью и микронеровностями. Светлые поля — это участки ровного дна с пониженной акустической жесткостью.

В общем случае к темным участкам сонограмм приурочены геологические станции с повышенными плотностями залегания конкреций (20—25 кг/м²). В широких белых полях располагаются станции, на которых плотность залегания конкреций близка к нулю. В бледно тонированных полях расположены станции с плотностями залегания около 10 кг/м². Четкость этой связи снижается в узких полях. Это связано с тем, что для сопоставления использованы геологические станции, отработанные в разные годы, в том числе и до начала систематической работы спутниковой глобальной системы позиционирования (GPS), в которой выполнена локация бокового обзора. Следовательно, погрешность определения положения геологических станций в

отдельных случаях может превышать 1000 м. Кроме того, положение значительной части станций определено не по положению пробоотборника на дне, а по положению судна в спутниковых системах навигации типа «Парус», «Цикада», «Transit». Специально выполненные исследования величины отклонения положения пробоотборника на дне от положения судна показали, что эти отклонения могут достигать 1000 м при среднем значении порядка 400 м. Таким образом, в случае некоторых расхождений результатов локации бокового обзора и отбора проб предпочтение следует отдавать сонографическим данным.

Монтаж сонограмм позволяет однозначно определить контуры рудных обособлений и безрудных участков. Кроме того, он позволяет с некоторой долей приближения оценить плотности залегания конкреций на дне и разделить более и менее богатые участки. Функции пробоотбора при этом сводятся к уточнению количественных характеристик и определению вещественного состава руды.

На этом же монтаже вдоль его средней части в субмеридиональном направлении прослеживается узкая зона, в которой резко чередуются наиболее черные и наиболее светлые полосы. Эта часть монтажа проинтерпретирована в сопоставлении с результатами эхолотного промера дна и данными сейсмоакустического профилирования, которые показали, что этой зоне соответствует узкая долина с крутыми бортами, заложённая вдоль грабена. Темные полосы соответствуют выходам в бортах долины акустически жестких образований, светлая полоса между ними — акустическая тень в днище долины.

Итак, локация бокового обзора дальнего действия позволяет изучать внутреннюю структуру рудных полей океанических полиметаллических конкреций и основные элементы морфологии дна.

Kazantsev R. A., Kruglyakov V. V., Pavlovsky V. I., Podshuveit V. B., Podshuveit G. L., Takki D. F., Fomenko V. A.

THE APPLICATION OF LONG-RANGE SIDESCAN SOUNDING IN MAPPING OF ORE-BEARING FIELDS OF POLYMETALLIC NODULES IN OCEANIC BASINS

The hydrosounding technology based on the "Ocean" equipment set provides for reducing the tack net density as compared to that typical for conventional sounding technologies and the amount of expensive sampling works in prospecting for polymetallic nodules on the ocean floor.

УДК 628.543:552.124.4

© Коллектив авторов, 1996

ОБЕЗВРЕЖИВАНИЕ ЦИАНОСОДЕРЖАЩИХ СТОКОВ ПРИРОДНЫМИ СОРБЕНТАМИ-КАТАЛИЗАТОРАМИ

А. И. РОМАНЧУК, Т. Н. МАТЕВИЧ, В. П. ИВАНОВСКАЯ, В. А. НИКУЛИН, А. Б. КОРОЛЕВ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Приводятся результаты исследований по использованию железомарганцевых конкреций в качестве сорбента при очистке цианосодержащих стоков. Показана перспективность использования глубоководного минерального сырья для решения природоохранных задач.

Цианистые растворы являются уникальным селективным растворителем золота и, несмотря на высокую токсичность, широко применяются в ряде отраслей промышленности, в первую очередь — золотоизвлекательной. По классу опасности цианиды относятся к первой группе, предельно допустимые концентрации (ПДК) цианидов в воде водоемов хозяйственно-питьевого назначения составляют 0,05 мг/л, в то же время концентрация их в цианистых растворах золотоизвлекательных предприятий и гальванических производств достигает 200 мг/л и более.

Для обезвреживания цианосодержащих стоков в настоящее время применяются щелочное хлорирование, сорбция на углях и ионообменных смолах, электрохимическая обработка, озонирование, обработка смесью воздух-сернистый ангидрид в присутствии катализаторов, микробиологические и другие методы [1—3]. Каждый из них обладает своими достоинствами и недостатками, и выбор конкретного способа зависит от ряда факторов, в т. ч. — территориальных и климатических условий района расположения предприятия.

В частности, в зарубежной практике в последние годы получил распространение процесс INCO, заключающийся в детоксикации цианистых растворов и пульп обработкой сернистым ангидридом и воздухом в присутствии ионов меди в качестве катализатора.

Указанный метод обеспечивает снижение концентрации цианидов до 1—5 мг/л. Дальнейшее обезвреживание растворов достигается в изолированных хвостохранилищах под воздействием естественных климатических условий.

На золотоизвлекательных фабриках Канады и США такой подход считается приемлемым. В России основная часть цианистых растворов обезвреживается реагентным способом. В последнее время для этой цели получают распространение ионообменные смолы.

В связи с этим представляется интересным рассмотреть возможность использования для обезвреживания цианидов природных сорбентов.

Работами ЦНИГРИ и ИМГРЭ было показано, что железомарганцевые конкреции (ЖМК) Мирового океана являются не только сырьем для получения цветных металлов и марганца, но и эффективным сорбентом, поэтому могут использоваться при очистке от вредных примесей сточных вод и отходящих газов промышленных предприятий. Предпосылками для этого являются уникальные физико-химические свойства ЖМК — присутствие в них гидроксидов марганца, железа, алюминия, кремния, кальция и др., высокая пористость (до 60 %) и развитая поверхность пор (до 200 м²/г). При этом достаточно высока вероятность окисления сорбированных цианидов ионами Mn⁴⁺.

В экспериментах для обезвреживания цианосодержащих стоков были использованы железомарганцевые конкреции следующего состава, %: 29,7 марганца, 5,7 железа, 1,05 меди, 1,2 никеля, 0,22 кобальта, 4,5 диоксида кремния, 4,5 оксида алюминия, 4,6 оксида кальция.

На первом этапе исследований на модельных растворах в статическом режиме и герметично закрытых колбах изучали влияние на процесс сорбции ряда технологических параметров: крупности сорбента, его

содержания в пульпе, концентрации цианида в растворе и др. Установлено, что скорость сорбции цианидов закономерно снижается по мере увеличения крупности измельчения сорбента, снижения содержания его в пульпе и концентрации цианида в растворе.

Полная сорбционная емкость ЖМК крупностью $-2,5 + 1,6$ мм по циан-иону составляет 4 г/кг и при перемешивании с раствором постоянной концентрации 200—240 мг/л достигается за 24 часа.

Регенерацию сорбента осуществляли путем его обработки раствором серной кислоты при pH 2,5—3,0. Оказалось, что после регенерации емкость ЖМК не только восстанавливается, но и несколько увеличивается.

С целью определения механизма детоксикации цианидов природным сорбентом проведен анализ поверхности трех образцов ЖМК методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии: исходных ЖМК, ЖМК, насыщенных циан-ионами, и ЖМК после регенерации.

Сравнительный анализ полученных данных показал:

на поверхности ЖМК после насыщения циан-ионами фиксируется максимальное количество углерода и имеется несколько углеродных фаз;

зафиксирован марганец в форме Mn^{2+} , тогда как на поверхности исходных ЖМК марганец присутствует в форме Mn^{4+} . При этом значение энергии связи оксида двухвалентного марганца характерно для гексацианидных комплексов $[Mn(CN)_6]^{n-}$;

атомное содержание азота увеличилось более чем в четыре раза, отмечено появление низкоэнергетических пиков, которые можно отнести к цианидным и (или) цианатным соединениям. Процентное соотношение выделенных фаз следующее: N-H — 55; CNO^- (CN^-) — 41; NO^- — 4.

Проведенные исследования позволяют предположить, что механизм детоксикации циан-ионов заключается в их сорбции на ЖМК с частичным каталитическим окислением сорбированных ионов. В меньшей степени цианид связывается в комплексные цианистые соединения металлов. Окончательное разрушение цианидов происходит в процессе регенерации при окислении ионами Mn^{4+} в кислой области.

Для отработки режимов обезвреживания растворов и регенерации сорбента были проведены исследования в системе пачуков с воздушным перемешиванием и оборотом регенерированного сорбента при следующих технологических параметрах: продолжительность одной стадии 4 часа, количество стадий — 4, т:ж = 1:10, исходная концентрация цианидов — 212 мг/л, крупность сорбента $-2,5 + 0,5$ мм и pH 9—9,5. Перемещение сорбента осуществлялось по принципу противотока.

При загрузке с регенерированным сорбентом вводилась свежая порция поглотителя для компенсации потерь ЖМК в процессе очистки и регенерации, составлявших 10—15 % от исходной массы. Всего было проведено 10 циклов продолжительностью 180 часов. Результаты показали (таблица), что активность сорбента не снизилась, степень обезвреживания составила свыше 99 %, концентрация цианидов упала с 200 до 2—3 мг/л, суммарные потери ЖМК не превысили 15 %. Переход на реальные растворы кучного выщелачивания золотосодержащих руд, с концентрацией цианида 180 мг/л сопровождался некоторым снижением степени обезвреживания (97—98 %), увеличением расхода щелочи (12—13 кг против 11 кг/т сорбента) и расхода серной кислоты на регенерацию (32 против 28—30 кг/т сорбента).

В процессе обезвреживания и регенерации проанализировано поведение цветных металлов, железа и марганца, содержащихся в поглотителе. Результаты показали, что в процессе обезвреживания железо, марганец и никель практически полностью остаются в сорбенте, степень перехода меди в раствор составила 1—3 %. В процессе регенерации (при pH 3,0) переход металлов в жидкую фазу не превышал 0,1 % от исходного содержания в поглотителе.

В целом полученные результаты позволяют сделать вывод о перспективности предлагаемого метода обезвреживания. К наиболее существенным недостаткам следует отнести невозможность достижения предельно допустимых концентраций цианидов. Для его устранения целесообразно сочетание предлагаемого способа очистки с другими, позволяющими достигнуть более глубокой степени обезвреживания. Такими способами

Результаты очистки растворов от цианидов с использованием ЖМК с оборотом регенерированного сорбента

Циклы	Степень очистки от цианидов, %				Количество поглощенного цианида, кг/т ЖМК	Расход щелочи, кг/т сорбента	Расход серной кислоты, кг/т сорбента	Потери ЖМК, % от исходного	
	Стадии очистки							обезвреживание	регенерация
	1	2	3	4					
1	84,7	95,8	98,3	99,5	2,1	13,1	26,0	7,0	9,0
2	60,7	93,1	97,0	99,1	2,1	11,2	25,0	3,5	9,4
3	65,3	98,7	99,0	99,1	2,1	11,5	27,8	8,0	9,2
4	86,5	92,9	98,7	99,2	2,1	11,6	38,3	6,2	12,5
5	75,9	93,4	97,5	99,1	2,1	11,7	30,8	7,5	10,9
6	77,5	97,0	97,8	99,6	2,1	13,8	37,8	7,5	10,9
7	79,8	94,8	97,8	99,2	2,1	7,8	37,3	7,5	5,9
8	80,3	94,9	97,8	98,5	2,1	6,0	28,3	7,2	10,0
9	84,7	95,0	96,9	99,6	2,1	13,8	25,6	3,0	8,8
10	86,1	95,6	97,7	99,2	2,1	9,0	22,7	2,7	5,5
усредненное значение	78,1	95,1	97,9	99,2	2,1	11,0	29,9	6,0	9,2

могут быть, например, бактериальное окисление или электрохимическое разложение.

Таким образом, исследования по обезвреживанию цианосодержащих растворов с использованием ЖМК в качестве природного сорбента-катализатора показали перспективность глубоководного минерального сырья для решения природоохранных задач.

Степень очистки растворов составила 97—98 %, при остаточной концентрации цианида 2—3 мг/л.

Сорбент подлежит регенерации и может использоваться многократно.

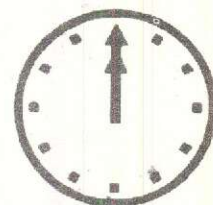
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зарубежный и отечественный опыт работы предприятий цветной металлургии по очистке сточных и оборотных вод в системах бессточного водопользования* / Ю.И. Малихов, Л.И. Таскина // *Очистка сточных и оборотных вод и методы контроля содержания*, институт "Казмеханобр", Алма-Ата, 1989.
2. *Degradation of cyanide* / Hoecker W, Muir D // *The Aus IMM Adelaide Branch, Research and Development in Extractive Metallurgy*, May, 1987.
3. *Development of cost-effective cyanide destruction techniques* / Inco Tech, Circle No 30/Int. Mining, May, 1988.

Romanchuk A. I., Matevich T. N., Ivanovskaya V. P., Nikulin V. A., Korolev A. B.

DETOXICATION OF CYANIDE-CONTAINING SEWAGE USING NATURAL SORBENT CATALYSTS

We present the results of experiments on using ferromanganese nodules as a sorbent in the purification of cyanide-containing wastewaters. Deep-sea mineral products are shown to be promising materials for use in environmental control.



ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ ТРУД КИТАЙСКИХ ГЕОЛОГОВ

М. М. КОНСТАНТИНОВ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Рассмотрено содержание монографии «Золотые месторождения Китая», 1994 г., в которой приведены данные по геотектоническому районированию территории, связи оруденения с главнейшими структурами и элементами региональной геофизики. Разработана типизация месторождений по рудовмещающим комплексам, даны характеристики месторождений и объектов-эталонов.

Геологи Китая, сотрудники института Геологии и Минеральных Ресурсов, издали в 1994 г. монографию «Золотые месторождения Китая» объемом около 30 печатных листов. Монография, естественно, на китайском языке и сопровождается развернутой аннотацией на английском. Последняя, а также разнообразные и содержательные иллюстрации, позволяют составить общее представление об этом труде.

Монография состоит из трех частей. В первой охарактеризована степень изученности золотых месторождений, региональная металлогения, соотношения между региональными геофизическими полями и распределением месторождений. Вторая часть включает геологические характеристики различных типов месторождений. Третья часть суммирует региональные геологические особенности и закономерности размещения руд, данные по металлогеническим поясам и областям, предложения по направлениям дальнейших исследований.

Китай относится к числу древнейших стран, которые знали и использовали золото. По ресурсам золота Китай находится на шестом, а по производству — на седьмом месте в мире. Начиная с пятого пятилетнего плана развития национальной экономики, поиски и научные исследования были интенсифицированы и достигли значительных результатов: выявлено более 180 коренных и свыше 110 россыпных объектов. В строительстве находятся многие золотодобывающие предприятия. Существенное увеличе-

ние ресурсов рудного золота включает новые открытия, связанные с расширением промышленных типов месторождений.

Тектоника Китая определяется совмещением Евразийского, Индийского и Тихоокеанского плато. Территория сложена Северо-Китайским архейским кратоном, с Таримским и Янгжинским массивами-ядрами, окруженными серией фанерозойских складчатых орогенических поясов, содержащих большое количество мелких мозаичных массивов. Пояса были преобразованы при более поздних интенсивных тектоно-магматических событиях и характеризуются очень сложной и разнообразной тектоникой. Среди этих событий — субдукция Тихоокеанской плиты под Евразийскую плиту в мезозое и коллизия Индийской и Евразийской плит. Региональная тектоническая эволюция привела к формированию трех доменов: Палеоазиатского, Пери-Тихоокеанского и Тетис-Гималайского. Каждый из них имеет свою историю эволюции и характеризуется особыми тектоническими признаками, определяющими контроль региональной металлогении и эндогенных рудных месторождений.

Большое внимание уделено в монографии региональным геофизическим полям и их соотношениям с месторождениями золота. По материалам региональной металлогении выделено семь градиентных гравиметрических поясов. Они обычно совпадают с региональными зонами разломов, а флексурные части этих поясов обычно отвечают

областям пересечения разломов различных направлений, что благоприятно для размещения золотой минерализации.

На территории Китая выделяются пояса крутых погружений и постепенных трансформаций поверхности Моко. Для обоих типов площадей характерны золотоносные провинции с крупными объектами.

Пояса аэромагнитных аномалий могут непосредственно фиксировать разломы глубиной проницаемости. Выделено семь поясов аэромагнитных аномалий, отвечающих региональным рудоконтролирующим структурам.

Непосредственным проявлением глубинных структур являются также региональные геотермальные потоки, отражающие геотермальный режим коры и мантии. Области золотой минерализации приурочены к промежуточным поясам между высокотермальными и низкотермальными потоками, заключающими изолинии 40—60 г W/m^2 . В областях локальных высокотермальных потоков могут находиться гидротермальные месторождения кайнозойского возраста, в том числе третичные золото-серебряные месторождения вулканогенно-гидротермального генезиса Тайваньской островной дуги, золотые месторождения типа горячих источников провинции Хуннань.

Базовая классификация месторождений осуществлена по главным сериям золотоносных пород. Выделено шесть групп золотоносных пород:

1. Архейские «зеленые» серии пород. Это мафические, ультрамафические и фельзитовые вулканические породы и перекрывающие их осадочные породы, метаморфизованные позднее в «зеленые» породные серии. Они размещены главным образом на Северо-Китайской платформе и составляют ее метаморфическое основание. Внутри этой группы выделяются высокометаморфизованные пластовые серии, мезо-метаморфические гранит-зеленокаменные пояса и хондалитовые серии.

2. Протерозойские серии низких ступеней метаморфизма. Они представлены слабометаморфизованными пластическими породами и их переслаиванием с карбонатными породами и вулканокластами, приуроченными главным образом к краевым мобильным зонам или депрессиям протерозойского континента. Среди них выделяются угленосные тонкокластические породы и вулканокластические осадочные породы.

3. Палеозойско-триасовые золотоносные осадочные серии. Породы этой группы вмещают месторождения с тонкодисперсным золотом. Они представлены угленосными аргиллитами, чередующимися с карбонатными породами и альбитовыми брекчиями, и подразделяются на аргиллиты, кремнистые аргиллиты, карбонатные и альбит-карбонатные серии.

4. Фанерозойский гранитный комплекс. Этот комплекс приурочен к Пери-Тихоокеанскому металлогеническому домену Восточного Китая. В нем выделяется три группы пород: метасоматически-анатектические граниты, залегающие главным образом в основании поднятия Северо-Китайской платформы и краевой части Каледонской складчатой системы Южного Китая; синтетические гранитные породы, залегающие преимущественно в активизированной части платформы, сопровождающиеся синхронным вулканизмом; щелочные гранитоиды, приуроченные к краевым частям и разломам поднятия Северо-Китайской платформы.

5. Фанерозойские вулканические серии. В их число входят палеозойские, мезозойские и кайнозойские вулканические серии. Комплексы, заключающие золотоносные офиолиты и золотоносные вулканокластические серии, приурочены к границам вarrisской складчатости.

Разломно-депресссионные структуры докембрийского метаморфического основания включают вулканы средне-кислого состава и криптовулканические образования. Кайнозойские кальциево-щелочные вулканические породы частично залегают в островных дугах внутренних поясов Пери-Тихоокеанского тектонического пояса. Кроме того, установлен ряд золотоносных геотермальных источников кайнозойского вулканического бассейна провинции Западной Хуннань.

6. Кайнозойские гравийные песчаники или серии пород представлены флювиальными осадками в небольших кайнозойских осадочных континентальных бассейнах на докембрийском метаморфическом основании или других золотоносных геологических формациях. К последним относятся слабо

консолидированные юрско-третичные золотоносные песчаные конгломераты и нецементированные четвертичные золотоносные гравийные песчаники.

Континентальная кора Китая приурочена к соединению Сибирской, Индийской и Тихоокеанской плит. Она прошла стадию докембрийской протокоровой кратонизации, стадию активизации палеозойской Евразийской плиты и наложенную на них стадию тектонических деформаций, с последующей мезо-кайнозойской субдукцией Тихоокеанской и Индийской плит. Сформированный таким образом тектонический каркас представлен тремя ядрами-массивами — Таримским, Северо-Китайским и Янгиши, окруженных серией фанерозойских складчатых поясов, и имеющими следующие структурные особенности:

1. Кратоны Китая с архейского времени испытывали неоднократную активизацию и перестройку, сопровождавшиеся своеобразными типами оруденения, что отличает тектонику Китая.

2. Перемещения плит и минерализация восточного и западного Пери-Тихоокеанских регионов существенно различны. В восточном борту Тихоокеанская плита прогрессивно поддвигалась под Американский континент, в результате чего сформировалась активная Континентальная окраина Анд с развитием андезитов кальциево-щелочных серий, возникших в результате переплавления океанической коры. Сформировались также гранитные пояса и связанные с ними $Cu (Mo) - Au$ месторождения.

Западная часть Тихоокеанского пояса характеризуется островодужными системами. Тихоокеанская плита двигалась по направлению к Евразийской, субдукция происходила в морском бассейне под внешнюю континентальную окраину, а не непосредственно под плиту. При этом образовались островодужные пояса, характеризующиеся порфиоровыми золотыми и золото-серебряными месторождениями. В континентальной части формируются задуговые окраинные пояса, где проявлены вулканоплутонические комплексы кислого-среднего состава. Их возникновение связано с плавлением и мобилизацией континентальной коры благодаря субдукции и сжатию Тихоокеанской плиты. С вулканоплутоническими поясами

ассоциируют месторождения олова, вольфрама, цветных металлов, золота и серебра.

3. При субдукции Индийской плиты под Евразийскую в коротком временном интервале позднего палеозоя в юго-западном Китае сформировалась зона Тетиса. На сочленении и спаивании двух плит возник Тетис-Гималайский орогенический пояс. К нему приурочены своеобразные месторождения золота.

В соответствии с особенностями тектонической и геологической обстановки, для месторождений золота Китая (рисунок) характерно следующее.

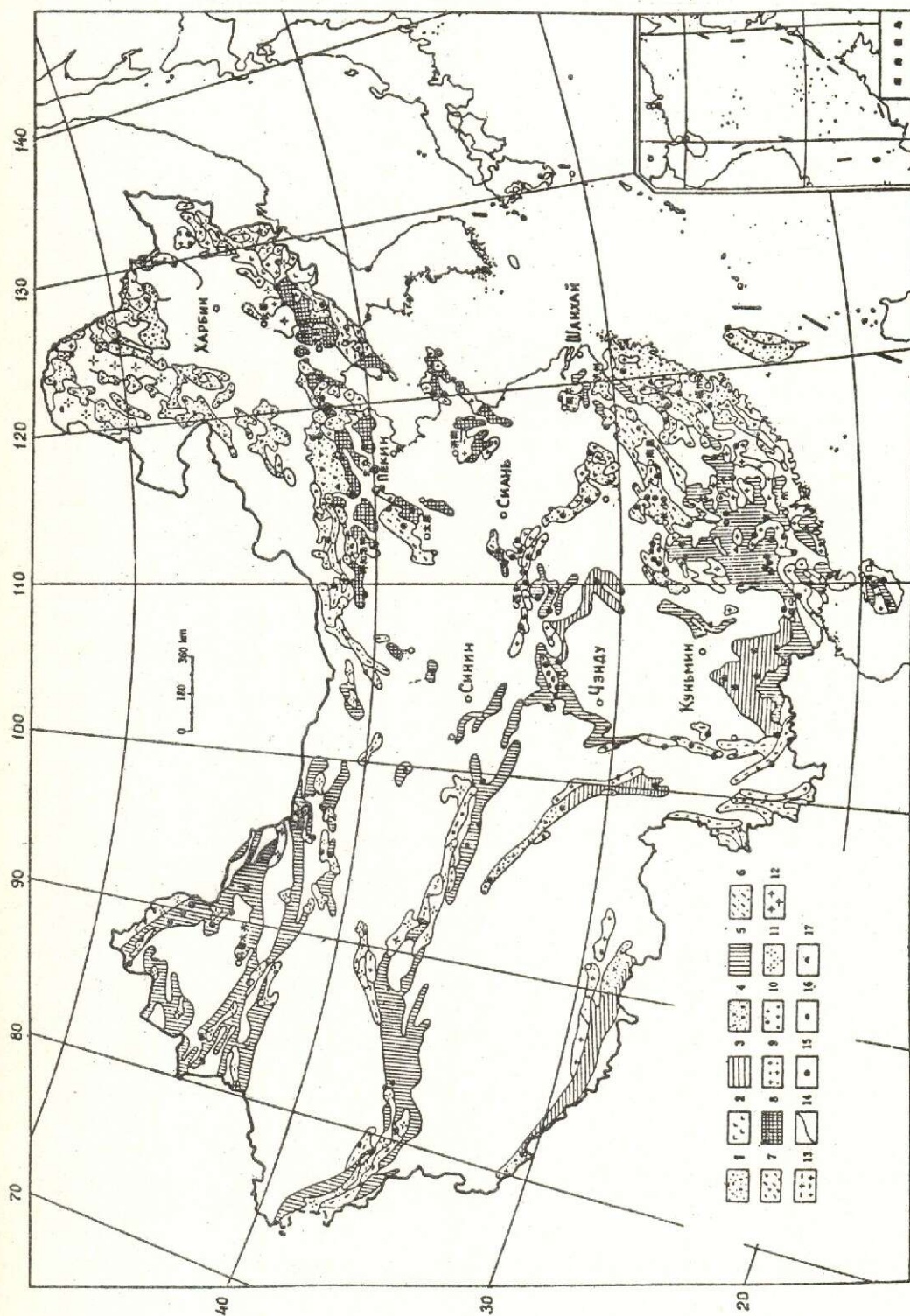
Распределены месторождения резко неравномерно. Около 30 % общих ресурсов коренного золота Китая сконцентрировано в провинции Джиадонг, а 41,92 % россыпного золота — в провинции Хейлонгджиаг.

В восточной части Китая докембрийские метаморфические комплексы составляют фундамент золотой минерализации, а мезокайнозойская тектоника и магматизм инициировали рудообразующие процессы; в северо-западной части Китая преобладает варисский орогенез и оруденение. В промежуточной зоне Индокитайского орогенического пояса развиты месторождения, связанные с подземными горячими источниками.

Крупные тектоногены имеют различную металлогению золота. Пан-Азиатский тектонический домен характеризуется оруденением докембрийского и варисского возраста. Однако зеленокаменный и конгломератовый типы оруденения отсутствуют ввиду особенностей тектонического режима. Пери-Тихоокеанский домен, Тайваньский островодужный пояс характеризуются кайнозойскими вулканогенными месторождениями золота. Тетис-Гималайский домен характеризуется присутствием оруденения палеозойского окраинно-континентального пояса и Индокитай-Гималайского коллизионного пояса.

Выделяется несколько эпох золотого оруденения. Наиболее продуктивная — яншанская. Эпохи распределены по территории неравномерно: наиболее древние — на западе, наиболее молодые — на востоке.

Важнейший тип месторождений золота (Линглонг-Джионг) связан с фанерозойским гранитным комплексом. Этот тип — первый по запасам и второй по добыче.



Распределение золотоносных комплексов Китая:

1 — третичные, 2 — третичные базальты, 3 — мезозойские, 4 — вулканические породы мезозоя, 5 — палеозойские, 6 — протерозойские, 7 — мигматиты протерозоя, 8 — архейские, 9 — граниты мезо-кайнозойские, 10 — яньланские граниты, 11 — герцинские граниты, 12 — каледонские граниты, 13 — граниты докембрия, 14 — теологические граниты, 15 — коренные месторождения золота, 16 — россыпные месторождения золота, 17 — комплексные месторождения золота

В архейском метаморфическом основании локализованы золото-кварцевые жилы, в архейском анатектоническом гранитном комплексе — золотоносные измененные трещиноватые породы, в т.ч. гигантские и крупные месторождения. Протяженность золото-кварцевых жил десятки-сотни метров, мощность от одного до десяти метров, на глубину они прослеживаются на 40—700 м. Рудные тела в метасоматически измененных зонах трещиноватости представлены, главным образом, прожилково-вкрапленной минерализацией. Они обычно имеют субпластовую форму и прослеживаются на сотни и тысячи метров при мощности в несколько метров. Минерализация устойчивая, низких и средних содержаний. Околорудные изменения — окварцевание, калишпатизация, пирит-филлитовые изменения, каолинизация и карбонатизация. В золото-кварцевой жиле зональность выглядит следующим образом: кварцевая жила — зона окварцевания — филлитовая зона — серицитовая зона — зона калишпатизации — гранит. Главный рудный минерал — пирит, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, пирротин, халькозит, самородное золото, электрум, висмутиниты и в небольшом количестве теллуриды. Жильные минералы — кварц, серицит, калишпат, кальцит. Золото выделяется в трещинках, а также в качестве включений в минералах. Процесс минералообразования подразделяется на 4 стадии: кварц-пиритовую, кварц-пирит-золотую, золото-кварц-полиметалльно-сульфидную и пирит-карбонатную. Возраст оруденения месторождения Линглонг по Rb-Sr методу 112 млн лет, Джаоажия (K-Ar) — 105 млн лет; а более поздней минерализации — 88,1 млн лет (Rb-Sr). Возраст гранитов Гуоджиалинг, с которым связана золотая минерализация — 102—136 млн лет.

Следующий тип связан с архейскими зеленокаменными сериями Джианигоу-Джичангуи. Этот тип — первый по добыче и второй по ресурсам. Он отличается от типичных месторождений зеленокаменных поясов механизмом рудоотложения.

Вмещающие породы — архейские амфиболиты амфиболовых или высоких ступеней зеленокаменных фаций метаморфизма. Рудные месторождения пространственно ассоциируют

с фанерозойскими гранитоидами и дайковыми комплексами. Оруденение контролируется зонами расланцевания или крупными поясами разломов. Минерализация представлена золотоносными золото-кварцевыми и золото-сульфидными жилами, зонами окварцевания, а также зонами расланцевания и метасоматических преобразований. Золото-кварцевые жилы имеют протяженность десятки-сотни, иногда — тысячи метров, мощность их от нескольких дециметров до десяти и более метров. Они прослежены на глубину 500—600 м. Околорудные изменения — окварцевание, пиритизация, серицитизация, хлоритизация и карбонатизация. На отдельных объектах развита калишпатизация и альбитизация. Главные рудные минералы — пирит, пирротин, халькопирит, галенит; на ряде месторождений установлены минералы висмута, молибденит; минералы золота и серебра — самородное золото, электрум, калаверит, петцит. Жильные минералы — кварц, серицит, хлорит, кальцит. Структуры руд массивные, полосчатые, штокверковые, вкрапленные. Самородное золото выполняет интерстиции и образует включения в кристаллах.

Последовательность минералообразования включает 4 стадии: кварцевую, кварц-пиритовую, кварц-полиметалльно-сульфидную, карбонатную.

Физико-химические параметры месторождений отражают множественность источников рудообразующего вещества и водной составляющей флюидов: магматических, метаморфических и метеорных вод.

Минерализация является комплексным процессом, в котором большинство исследователей решающее значение придают гидротермальному рудоотложению.

В общих ресурсах золота Китая, коренное золото составляет 51,76 %, россыпное — 16,76 % и попутное золото — 31,48 %. Большой удельный вес попутного золота (по сравнению с 14 % мировых) отражает специфику геологических и металлогенических процессов в Китае.

Четко проявлен структурный контроль оруденения: в региональном плане определяющее значение имеют структуры основания, в более локальном — краевые структуры различных типов и поверхности геологических границ.

Золотая минерализация разнообразна по составу и строению. Она включает золото-сульфидно-кварцевые жилы и золото-сульфидную минерализацию в трещинно-штокверковых зонах и зонах милонитизации, тонковкрапленных рудах, брекчиях, а также пластовых вкрапленных рудах.

Минералогия руд весьма разнообразна. Количество минеральных видов составляет около 100, среди них около 30 — сульфиды цветных металлов, свыше 10 — минералы благородных металлов, свыше 20 — металлы и около 10 — супергенные минералы. Наиболее обычные минералы золота — самородное золото, электрум, кюстелит, калаверит, петцит. Главные золотоносные минералы — кварц и пирит.

Изменения боковых пород характеризуются щелочным (K, Na) метасоматозом, окварцеванием, сульфидизацией, в меньшей степени карбонатизацией.

В конце монографии определены наиболее перспективные для постановки поисков площади и указаны вероятные для обнаружения типы месторождений, в том числе, региональные структуры, благоприятные для локализации гигантских месторождений.

При подготовке следующего издания

этой работы, чего она, несомненно, заслуживает, желательно учесть следующее:

1. Выделенные авторами 22 типа месторождений не всегда четко индивидуализированы по геологическому строению и вещественному составу руд. Сравнение выделенных типов с близкими зарубежными эталонами-аналогами безусловно будет способствовать повышению научной и практической значимости работы.

2. Отсутствие схемы зональности месторождений: метасоматической, рудной, геохимической. Такие данные имеют большое научное и практическое значение.

3. Было бы полезно предусмотреть специальный раздел «Генезис руд», в котором свести современные физико-химические, изотопно-геохимические и другие данные и обсудить на их основе генетические модели рудообразования.

4. Огорчает отсутствие в библиографии работ российских геологов. В России разработаны принципы и методика геолого-формационного анализа, накоплен большой опыт изучения месторождений в разнообразных геотектонических и металлогенических обстановках, который, как нам представляется, мог бы быть полезен китайским коллегам.

Konstantinov M. M.

A FUNDAMENTAL WORK OF CHINESE GEOLOGISTS

Reviewed is a monograph «Gold deposits of China» (1994) containing voluminous data on geotectonic zonation of the territory, confinement of ore mineralization to essential structures and elements of regional geophysics. A typification of deposits with respect to ore-enclosing assemblages is given, along with characteristics of certain deposits and reference entities.

УДК 622.7.002.5

© Коллектив авторов, 1996

НОВОЕ ОБОРУДОВАНИЕ ДЛЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕЛКИХ ЦЕННЫХ МИНЕРАЛОВ И ТОНКОГО ЗОЛОТА ИЗ ПЕСКОВ

А. И. АЛПАТОВ, В. А. ВИШНЕВСКИЙ, В. А. ЧАБАН (Департамент речного транспорта Минтранс РФ), Б. Н. ЕГОРОВ (МГГА)

Устройство по извлечению мелких ценных минералов (в том числе тонкого золота) и диспергированию комовой глины разработано при производстве строительного сырья на обводненных месторождениях песчано-гравийных материалов. Приводятся результаты исследований проб концентрата, полученного при производственных испытаниях. Устройство может быть использовано в качестве обогатительного в процессе промышленной золотодобычи.

Предприятия, подведомственные Департаменту речного транспорта, порты и пароходства, наряду с основной деятельностью, осуществляют разработку обводненных месторождений песчано-гравийных материалов (ПГМ), поставляя сырье строительной индустрии.

Многолетнее и ежегодное «перелопачивание» громадного объема аллювиальных (и иных генетических типов) ПГМ побудило отраслевых специалистов провести разработку технологии и технических устройств для попутного (с добычей и погрузкой в суда) извлечения из ПГМ рассеянных в них мелких частиц ценных минералов (золота, касситерита, циркона и др.)

В результате выполненных исследований, изобретательства, лабораторных и производственных испытаний, проектно-конструкторских работ и опытного производства было создано предлагаемое к использованию обогатительно-дезинтегрирующее устройство (ОДУ), предназначенное для гравитационного обогащения полезных ископаемых из коренных и россыпных месторождений, из хвдстохранилищ, со складов и т. д., с дезинтеграцией пластичных и слабосвязанных включений. Оно может быть использовано на предприятиях по добыче и производству строительных песков с диспергированием комовой глины в них и попутным извлечением коллективных концентратов минералов тяжелых фракций, а также на обогатительных и горнорудных предприятиях, в том числе для гравитационного обогащения руд (промежуточных продуктов) перед опера-

цией цианирования (амальгамации). С наибольшим эффектом это устройство может быть использовано на россыпных высокоглинистых месторождениях с тонким и мелким золотом.

Идея устройства реализована на уровне запатентованного изобретения, создания лабораторных моделей, действующего макета (в металле) и головных образцов, а также пакета рабочей документации для серийного производства.

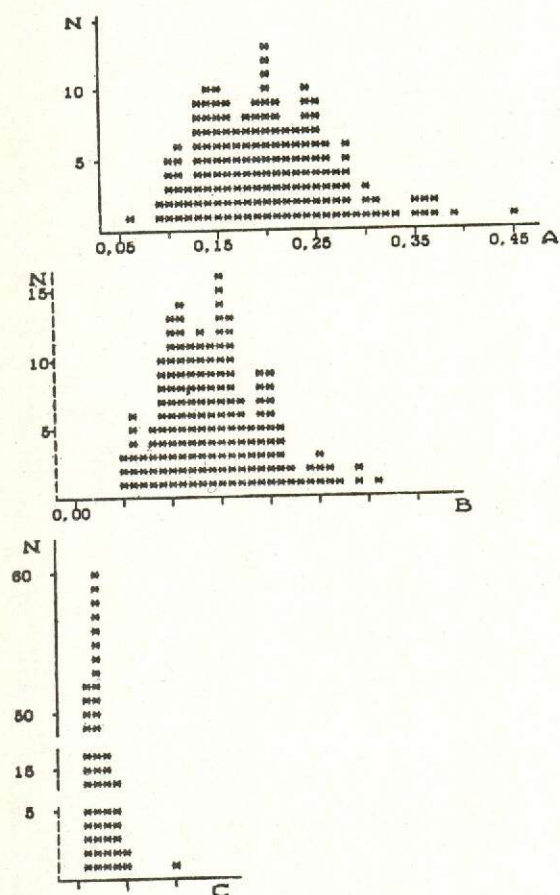
Опробованное оборудование подразделяется на следующие типы:

1. Лабораторная установка, пригодная для крупномасштабных натуральных опробований месторождений — ОДУ-1.
2. Макет промышленной установки (имеется технический проект и рабочие эскизы деталей) — ОДУ-20.
3. Промышленный головной образец для цикла вторичного обогащения (имеется рабочий проект головного образца) — ОДУ-5.
4. Промышленный головной образец (заканчивается изготовление рабочей документации на головную серию устройств этого типоразмера) — ОДУ-100.

Все четыре типа опробовались в лабораторных или в натуральных условиях (на аллювиальных отложениях Сибири и Дальнего Востока), причем все они монтировались на землесосных или многочерпаковых земснарядах, осуществляющих промышленную добычу строительного песка и гравия на обводненных месторождениях с разведанными запасами и при отсутствии данных геологоразведки о каких-либо значимых со-

1. Технические характеристики опробованных обогатительно-десинтегрирующих устройств

Параметры	Типоразмер устройства			
	ОДУ-1	ОДУ-20	ОДУ-5	ОДУ-100
Расчетная пропускная способность по пескам, м ³ /ч	до 1	до 20	до 5	до 100
Крупность питания, мм	0...5	0...5 (0...25)	0...5	0...5 (0...25)
Соотношение Т:Ж	1:3...1:18	1:3...1:10	1:3...1:10	1:3...1:10
Количество секций, шт	4	6	5	6
Амплитуда перемещений рабочего органа, мм	50, 60, 80, 100	200	100	260
Ширина лотка, мм	158	800	350	2000
Толщина подвижного слоя осадка, мм	55...100	130	75	130
Длина промывочного лотка, мм	1300	3860	1730	4380
Мощность электродвигателя привода, кВт	0,25	11	2,2	30
Масса установки в сухом состоянии, кг	72	2850	278	5388



Результаты детального гранулометрического анализа зерен золота:

А — длина (0,07—0,45 мм), В — ширина (0,05—0,31 мм), С — толщина (0,01—0,1 мм) зерна; точность измерений 0,1 мм; спектральная плотность — 15,5—19,5; средняя плотность — 17,4; N — количество зерен (166)

пасами и при отсутствии данных геологоразведки о каких-либо значимых содержаниях ценных минералов. При этом без ущерба основному технологическому процессу осуществлялось выделение проб концентрата с промышленным содержанием золота.

Технические характеристики устройств приведены в табл. 1. Возможна разработка рабочей документации других типоразмеров устройств с пропускной способностью по пескам до 100 м³/час. Примером качественных показателей работы обогатительных устройств могут служить результаты анализов, приведенные на диаграммах (рисунок) и в табл. 2. Получены они при испытаниях макета промышленной установки в режиме попутного извлечения ценных минералов из русловых песчано-гравийных отложений р. Амур. Максимальное сокращение объемов вмещающих материалов, отмеченное в опытах, превысило 300 раз.

Заинтересованным специализированным организациям предлагаются:

- продажа лицензий на производство обогатительно-десинтегрирующих устройств;
- поставка комплектных обогатительно-десинтегрирующих устройств;

2. Результаты пробирного анализа хвостов и суммарного концентрата пробы, Нижнеамурский ГОК

Тип пробы	Au, г/т	Ag, г/т
Проба хвостов	0,02	0,5
Суммарный концентрат пробы	252,4	46,2

поставленных устройств в натуральных условиях;

разработка и проектирование обогачительно-дезинтегрирующих устройств, соответствующих действующим или проектируемым технологическим схемам заказчиков;

обучение обслуживающего персонала.

Департамент речного транспорта Минтранса РФ находится по адресу: 103775 г.Москва, Петровка, 3/6.

Alpatov A. I., Vishnevsky V. A., Chaban V. A., Yegorov B. N.

NEW EQUIPMENT FOR RECOVERING FINE VALUABLE MINERALS AND FINE GOLD FROM SANDS

A device designed to recover fine valuable minerals (including fine gold) and to disperse ball clays was developed in the course of works on building materials production in flooded deposits of sandy-gravel materials. Sample assaying data obtained with a concentrate produced in trial runs are presented. The device is proposed for use as a dressing facility in commercial gold production.



ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЕ Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВОЙ

Галина Васильевна Седельникова — заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе, кандидат технических наук, член-корреспондент Академии минеральных ресурсов, действительный член Академии Горных наук, заслуженный геолог Российской Федерации.

Выпускница и аспирант Московского института стали и сплавов, младший научный сотрудник Гинцветмета в 1976 г. перешла работать в ЦНИГРИ. 20 последующих лет, вся творческая судьба Галины Васильевны связана с институтом, где она выросла от старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией и отделом до заместителя директора, возглавляющего направление по обогащению минерального сырья и аналитическим исследованиям. Г.В.Седельникова является известным ученым в области технологии переработки сырья благородных и цветных металлов. При ее непосредственном участии созданы эффективные способы переработки упорных золотосодержащих руд месторождений России, ближнего и дальнего зарубежья: Майского, Нежданинского, Кумтора, Олимпиадинского, Бирана, Пизинока и многих других. Она — автор более ста научных трудов, включая справочники и монографии, организатор многих отечественных конференций и активный участник международных симпозиумов.

Обладая научной интуицией и блестящими организаторскими способностями, Галина Васильевна является инициатором и научным руководителем новых приоритетных направлений в ЦНИГРИ — биогидрометаллургических технологий и геотехнологий.

Будучи глубокоэрудированным специалистом, здравомыслящим руководителем, чутким и сердечным человеком, Галина Васильевна всегда находит оптимальные для руководимых ею коллективов пути решения непростых задач деятельности технологов и аналитиков в Российской геологии.

Поздравляя Галину Васильевну с юбилеем, желаем ей доброго здоровья, семейного благополучия, радости научного творчества, сохранить присущее ей женское очарование.

ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЕ А.Н.БАРЫШЕВА

А.Н.Барышеву — доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику, исполнилось 60 лет, и 36 лет из них он работает в ЦНИГРИ. Постоянство — вот важнейшая отличительная черта характера Александра Николаевича. Закочив в 1959 году Московский институт цветных металлов и золота, он пришел в ЦНИГРИ, сразу начал изучать геологию колчеданных месторождений, — и по сей день хранит верность своему институту и теме научных исследований.

Кавказ, Чингиз, Гиссар, Алтай, Урал, Куба — регионы, где Александр Николаевич проводил свои исследования, результаты которых были положены в основу прогнозных построений, во многих случаях успешно подтвержденных последующими геологоразведочными работами. А.Н.Барышеву в числе первых удалось установить связь колчеданного оруденения с кремнекислыми эффузивами, выделить приэкструзивные складки, надвиги, оползни, влияющие на морфологию рудных тел. При прогнозировании колчеданного оруденения Александр Николаевич применил концепцию о магматогенных рудных узлах, формирующихся над магматическими очагами, и обосновал важное положение о закономерном размещении этих очагов и сопряженных с ними рудных узлов через определенное расстояние (шаг).

В настоящее время А.Н.Барышев занимается изучением региональной и планетарной металлогении и тектоники в увязке с колчеданным рудообразованием.

А.Н.Барышев выполняет большую научно-организационную работу, являясь ученым секретарем диссертационных советов, членом редколлегии журнала «Отечественная геология». Он всегда требователен к себе и к своим коллегам, готов оказать помощь и поддержку молодым ученым. Это не мешает ему оставаться доброжелательным человеком с тонким чувством юмора,

Александр Николаевич увлечен не только любимой наукой: он — хороший охотник, с удовольствием строит свой загородный дом, прекрасно играет на гитаре и поет.

Поздравляем Александра Николаевича с юбилеем с полной уверенностью в его большом творческом потенциале, желаем ему здоровья, оптимизма и новых научных открытий.

ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТНИЕ Л.Ф.МЫЗЕНКОВОЙ

Лариса Филипповна Мызенкова — заведующая лабораторией конъюнктуры минерального сырья, кандидат технических наук.

Закончив Ленинградский горный институт им. Г.В.Плеханова, инженер-металлург Л.Ф.Мызенкова проявила свои неординарные способности исследователя в институте металлургии им. П.А.Байкова, где проработала 18 лет и защитила кандидатскую диссертацию.

Результаты ее исследований этого периода легли в основу двух монографий, в которых она является одним из авторов. Эти монографии были изданы в США и Японии. С 1981 г. Лариса Филипповна успешно занималась анализом научно-исследовательских и опытно-методических работ в области разработки технических средств добычи глубоководных твердых полезных ископаемых дна Мирового океана, сначала в институтах ВНИИЗарубежгеология и ВИМС, а с 1988 г. — в ЦНИГРИ. Она опубликовала более 50 работ по этой тематике и является автором 7 изобретений.

С 1989 г. Л.Ф.Мызенкова начала исследования конъюнктуры мирового рынка цветных и благородных металлов. В серии обзоров со сравнительным анализом отечественной и зарубежной минерально-сырьевой базы она предлагает новые подходы к оценке сферы недропользования в условиях реформируемой экономики России.

Ларисе Филипповне свойственны большое трудолюбие, целеустремленность, высокий профессионализм, хорошие организаторские способности. В ней сочетаются требовательное отношение к себе с внимательным и участливым отношением к окружающим людям.

Поздравляя Ларису Филипповну с юбилеем, желаем ей доброго здоровья, счастья, больших успехов в освоении нового для нее научного направления и радости творчества.

**ЦНИГРИ****ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

МЕТОДИКА ПРОБИРНО-АТОМНО-АБСОРБЦИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНЫ, ПАЛЛАДИЯ, РОДИЯ, ЗОЛОТА В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ

Относительно низкие содержания платиновых металлов и золота в минеральном сырье не позволяют определять их распространенным методом атомно-абсорбционной спектроскопии без предварительного концентрирования. Наиболее перспективным для анализа бедных геологических материалов является применение комбинированного пробирно-экстракционного концентрирования, что позволяет повысить чувствительность определения благородных металлов на 2 порядка.

ЦНИГРИ предлагает эффективную метрологически аттестованную аналитическую методику атомно-абсорбционного определения платиновых металлов и золота с предварительным пробирно-экстракционным концентрированием. Методика аттестована для анализа сульфидных медно-никелевых руд и горных пород с сульфидной минерализацией и может быть использована для пород и руд других типов.

Пробирное концентрирование ведется из навески 10–50 г. Благородные металлы коллектируют в свинцовый сплав, сокращаемый затем до массы 0,1–0,2 г путем неполного купелирования. После растворения свинцовых корольков в смеси кислот платиноиды и золото экстрагируют в органические растворители и анализируют экстракт в воздушно-ацетиленовом пламени методом атомной абсорбции. Минимально определяемые содержания при исходной навеске 50 г составляют: для золота, палладия и родия 0,002 г/т, для платины 0,02 г/т.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 Б, ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МЕТОДИКА КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ МЕЛКИХ АЛМАЗОВ С ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫМ ХИМИЧЕСКИМ КОНЦЕНТРИРОВАНИЕМ

ЦНИГРИ предлагает эффективную метрологически аттестованную методику определения содержания мелких алмазов в алмазовмещающих породах любых типов – импактных, метаморфогенных, высокоглинистых кимберлитах и др., по вещественному составу и обогатимости существенно отличающихся от традиционных кимберлитовых месторождений мира.

Сущность методики состоит в разложении и удалении из анализируемого материала практически всех сопутствующих минералов, особенно углеродсодержащих. Количественное определение содержания алмазов проводится потенциометрическим либо кулонометрическим методом, в отдельных случаях гравиметрическим. Преимущество данной методики в том, что она позволяет определять содержание алмазов крупностью до 1 мкм с чувствительностью 0,03 мг из навески 5–1000 г.

Широкое использование методики при поиске, разведке и эксплуатации месторождений алмазов будет способствовать созданию новых поисковых критериев, выявлению новых источников алмазосодержащего сырья и разработке технологии извлечения мелких алмазов.

Методика может быть использована в комплексе работ, связанных с выделением синтетических алмазов из продуктов синтеза.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 Б, ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01



ЦНИГРИ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

РАЗВЕДОЧНО-ДОБЫЧНОЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ПОДВОДНЫХ РОССЫПЕЙ

Комплекс предназначен для крупнообъемного опробования при поисково-оценочных работах на подводных россыпях золота и алмазов в руслах рек, внутренних водоемах, мелководном шельфе.

Комплекс состоит из добычного блока (рабочий снаряд, гидрозлеватор, насосы, поворотная платформа со стрелой и лебедками) и обогащительного оборудования для совместного или раздельного извлечения золота и алмазов.

ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Глубина внедрения в донные отложения, м	3
Производительность, м ³ /ч	50
Крупность поднимаемого золота, мм	до 8
Извлечение золота, %	90-96
Извлечение алмазов, %	85-100
Потребляемая мощность комплекса, кВт	100

ПРЕИМУЩЕСТВА

Эффективность комплекса определяется простотой его конструкции, полной автономностью, непрерывностью технологического процесса и небольшой энергоемкостью, возможностью проведения работ на акваториях малоглубинных водоемов (от 0,5 до 10-15 м). С помощью комплекса возможна отработка небольших по запасам россыпных месторождений золота и алмазов, эксплуатация которых традиционными способами экономически невыгодна.

Комплекс имеет многоцелевое назначение и может использоваться для добычи из россыпных месторождений других полезных ископаемых, а также для очистки дна природных и техногенных водоемов от отложений и промышленных отходов с попутным извлечением тяжелых фракций. Производительность комплекса и глубины отработки россыпей могут быть адаптированы к условиям любых объектов.

ЗАИНТЕРЕСОВАННЫМ ОРГАНИЗАЦИЯМ ПРЕДЛАГАЕТСЯ

Комплект рабочей документации или изготовление комплекса.

Разработка технологии добычных и обогащительных работ для конкретных условий.

Инжиниринговые услуги.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 Б, ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01



ЦНИГРИ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИЗГОТОВЛЕНИЮ ИЗОТОПНО-ЭКОГЕОХИМИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ ПОЧВ

Рекомендации включают перечень методик и практических приемов для изготовления и аттестации изотопно-геохимических стандартных образцов любых типов почв, предназначенных для использования в процессе экологического исследования и мониторинга объектов горнорудной промышленности и других предприятий. В качестве аттестуемых характеристик состава почв предлагается использовать изотопный состав углерода и серы и содержание основных металлов-токсикантов и элементов-индикаторов.

Методические рекомендации позволяют:

обосновать выбор места отбора образцов почв для последующего изготовления стандартов;

провести отбор образцов и их пробоподготовку;

определить минеральный, микрохимический и изотопный составы почв и оценить природную неоднородность;

выбрать оптимальный перечень аттестуемых параметров;

провести внутрилабораторный контроль и межлабораторную аттестацию.

Применение стандартных изотопно-геохимических стандартов почв в практике экологических исследований дает возможность:

стандартизовать применяемые методики и аппаратуру;

выявлять первичное естественно-природное состояние почвенного покрова в отсутствие техногенной нагрузки;

проводить идентификацию генетической природы химических аномалий с разделением их на природные и техногенные;

определять границы загрязненных территорий и вести контроль динамики изменения уровня загрязненности почв в зонах действия промышленных предприятий.

Вид реализации: продажа брошюры по предварительным заявкам.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР,
Телефон: (095) 313-18-18,
Факс: (095)315-27-01