

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Au
Ag **Co**
Zn **Cu**
Sn **Fe**
Pt **Pb** **Ni**

ЦНИИРРУ

1/2014

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

1/2014

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Б.К.Михайлов

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

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

УЧРЕДИТЕЛЬ

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

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

Москва ЦНИГРИ 2014

Руды и металлы
№ 1 – 2014

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Журнал по решению ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации включен в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Н.И.Назарова, Г.В.Василова*
Верстка и оригинал-макет: *Т.В.Лукина*

Сдано в набор 27.01.14 г.
Подписано в печать 03.02.14 г.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП «ЦНИГРИ»
Телефон: 8 (495) 315-28-47
Факс: 8 (495) 315-43-47
E-mail: rudandmet@yandex.ru, rudandmet@tsnigri.ru

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП «ЦНИГРИ»: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2014

Недропользование**Subsoil Use**

Михайлов Б.К., Седельникова Г.В., Беневольский Б.И., Романчук А.И.

Инновационные технологии переработки упорных и бедных руд золота как основа рационального недропользования

5

Mikhailov B.K., Sedelnikova G.V., Benevolsky B.I., Romanchuk A.I.

Innovation technologies of gold refractory and low grade ores processing as basis of rational mineral resources using

Прикладная металлогения**Applied metallogeny**

Гаврилов А.А.

Актуальные вопросы теории и практики морфо-структурно-минерогенических исследований

9

Gavrilov A.A.

Pressing questions of theory and practice of morphostructural-mineragenic researches

Эйриш Л.В.

Геофизическая выраженность золоторудных структур Приамурья, Россия

22

Eirish L.V.

The geophysical expression of gold structures Priamury, Russia

Вялов В.И., Панова Е.Г., Семенов Е.В., Гамов М.И., Попов Ю.В., Ключарев Д.С.

Редкоземельные металлы в диктионемовых сланцах и оболочках песчаниках Прибалтийского бассейна

30

Vyalov V.I., Panova E.G., Semenov E.V., Gamov M.I., Popov Yu.V., Klucharev D.S.

Rare earth metals in Dictyonema shale and Obolous sandstone in Baltic basin

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений**Exploration: techniques and methods**

Иванов А.И.

Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах

36

Ivanov A.I.

A set of bedrock gold-oriented techniques and methods for exploration in the mountainous taiga environments

Афанасьев В.П.

Миграционные свойства индикаторных минералов кимберлитов в связи с прогнозированием месторождений алмазов

43

Afanasiev V.P.

Migration properties of kimberlite indicator minerals in view of forecasting of diamond deposits

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits**

Волчков А.Г.

Геолого-поисковые модели медно-цинковоколчеданных месторождений Урала

49

Volchkov A.G.

Geological exploration models of the Uralian Cu-Zn massive sulfides

Наталенко М.В., Имамендинова М.А., Данильченко В.А., Данилин М.В., Гудин А.Н., Цымбалюк Н.В.

Геологическое строение золоторудного месторождения Верхний Хакчан, Магаданская область

59

Natalenko M.V., Imamendinova M.A., Danilchenko V.A., Danilin M.V., A.N.Gudin, N.V.Tsybal'uk

The geological structure of gold deposit Verkhniy Khakchan, Magadan region

Памятные даты

К 80-летию Анатолия Ивановича Кривцова

69

К 100-летию Льва Николаевича Овчинникова

72

Memorable dates

80-th of A.I.Krivtsov

100-th of L.N.Ovchinnikov

НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ



УДК 622.7.001.76

© Б.К.Михайлов, Г.В.Седельникова, Б.И.Беневольский, А.И.Романчук, 2014

ИННОВАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ УПОРНЫХ И БЕДНЫХ РУД ЗОЛОТА КАК ОСНОВА РАЦИОНАЛЬНОГО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Б.К.Михайлов, Г.В.Седельникова, Б.И.Беневольский, А.И.Романчук (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Выполнен анализ состояния минерально-сырьевой базы золота, показана возрастающая роль большеобъемных месторождений с бедными, убогими и упорными рудами в запасах коренного золота. Рекомендовано применение и приведены примеры инновационных технологий переработки руд золота с использованием методов фотометрической сепарации, биогидрометаллургии и энергетических воздействий, обеспечивающих рентабельное извлечение золота.

Ключевые слова: бедные, убогие руды, золото, фотометрическая сепарация, биогидрометаллургия, энергетические воздействия.

Михайлов Борис Константинович, mikhailov@tsnigri.ru, Седельникова Галина Васильевна, gsedelnikova@mail.ru, Беневольский Борис Игоревич, benbor@tsnigri.ru, Романчук Александр Ильич, romantchouk@yandex.ru

INNOVATION TECHNOLOGIES OF GOLD REFRACTORY AND LOW GRADE ORES PROCESSING AS BASIS OF RATIONAL MINERAL RESOURCES USING

B.K.Mikhailov, G.V.Sedelnikova, B.I.Benevolsky, A.I.Romanchuk

Gold mineral resources were analyzed and the main role of large deposits with refractory and low grade ores was shown. The using of innovation technologies in gold ore processing such as photometric separation, biohydrometallurgy and energy impacts and treatment are recommended for cost effective gold extraction.

Key words: gold resources, low grade ore, photometric separation, biohydrometallurgy, energy impacts and treatment.

В России, как и во всем мире, качество минерального сырья в разрабатываемых и подготавливаемых к освоению месторождениях постоянно снижается. Все больший удельный вес приобретают руды с низкими содержаниями полезных компонентов (бедные, убогие, забалансовые) и сложным вещественным составом (труднообогащаемые, или «упорные»). Использование традиционных технологий для переработки таких руд малоэффективно, что снижает инвестиционную привлекательность объектов и сдерживает их освоение.

Проблема может быть наглядно проиллюстрирована на примере золота. В период с 1991 по 2012 гг. производство золота в России осуществлялось в основном за счет богатых коренных и россыпных месторождений, подготовленных еще в советское время. Если в начале этого периода доля добываемого золота из собственно коренных месторождений не превышала 16–18%, то к настоящему времени она закономерно возросла до 70% и в дальнейшем, в силу исчерпания запасов россыпного золота, сохранит этот рост. Средние содержания Au в руде превышали среднемировые в 2–2,5 раза, коэффициент сквозного извлечения золота составлял 85–95%. За указанный период из недр

добыто 4088 т (погашение в недрах за счет добычи с учетом потерь составило 4179 т), а произведено 3567 т золота. Таким образом, общие потери при производстве золота из лучших собственно золоторудных месторождений составили 612 т, в том числе за счет применения несовершенных технологий — 521 т, или 13%. Еще большие потери золота (60–85%) связаны с рудами комплексных месторождений. Причина та же — несовершенство технологий обогащения и извлечения.

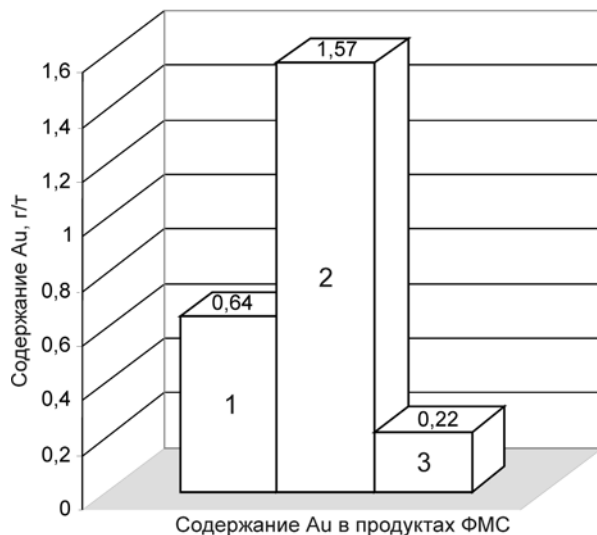
В период с 1995 по 2006 гг. динамика изменения балансовых запасов золота в стране (с учетом погашения в недрах и полученных приростов) характеризуется существенной их убылью до 946 т. В то же время, в период с 2007 по 2012 гг. наблюдается значительный прирост запасов до 2420 т. Несложно подсчитать, что в результате планомерных геологоразведочных работ (ГРП) с учетом переоценки отдельных месторождений суммарный прирост запасов золота в стране за весь постсоветский период составил 1970 т и достиг параметров расширенного воспроизводства. Основной объем приращиваемых запасов обеспечен в Дальневосточном и Сибирском регионах за счет сложных в технологическом отношении бедных и убогих руд



Рис. 1. Принципиальная технологическая схема фотометрической сепарации (ФМС) золотосодержащей руды

(средние содержания Au 1,8–2,6 г/т) так называемых большеобъемных месторождений золота в углеродисто-терригенных комплексах. Их вовлечение в разработку с использованием традиционных технологий несет высокие риски увеличения потерь до 25–35% и более и, соответственно, существенного снижения экономических показателей производства.

За рубежом основным источником золота являются руды с низким содержанием золота (1,06–1,6 г/т), также сложные в технологическом отношении. Тем не менее, коэффициент сквозного извлечения за счет применения современных технологий в среднем составляет 85–95% (статистические данные по 125 месторождениям).



В доказанных запасах (в недрах) РФ среднее содержание Au за 1991–2012 гг. снизилось с 4,3 до 2,4 г/т (в 1,8 раза), при этом руды большеобъемных месторождений углеродисто-терригенных комплексов составляют немногим менее 70% со средним содержанием Au 1,7–2,4 г/т, т.е. сопоставимы со среднемировым уровнем (и даже выше). Общее количество учтенных месторождений коренного золота в рассматриваемый период возросло со 175 до 325 т.

В последние годы отраслевыми институтами Роснедра и Минприроды разработаны основные принципы и инновационные методы переработки труднообогатимых руд, позволяющие не только минимизировать потери, но и существенно сократить затраты на производство, а также использовать новые принципы оценки большеобъемных месторождений золота со значительным увеличением запасов в их пределах. Так, переоценка запасов золота месторождения Сухой Лог в Иркутской области, выполненная в ФГУП «ЦНИГРИ», позволила не только практически вдвое увеличить его масштабы, но и существенно сократить сроки окупаемости проекта (И.А.Карпенко, Н.Г.Петраш, А.А.Черемисин, Д.А.Куликов, 2008).

Это стало возможным благодаря применению технологии предварительной *крупнокусковой фотометрической сепарации рядовых, бедных и убогих золотосодержащих руд* (рис. 1). Сепарация позволяет выделить в отвал до 80% пустой породы еще на борту карьера, сократить объем руды, поступающей на фабрику и повысить содержание Au в обогащенном продукте. При этом снижаются капитальные затраты и эксплуатационные расходы, повышается рентабельность переработки руды.

В результате крупнокусковой сепарации убогих руд повышается содержание Au в обогащенном



Рис. 2. Показатели фотометрической сепарации убогой золотосодержащей руды:

1 — исходная руда; 2 — концентрат ФМС; 3 — хвосты ФМС

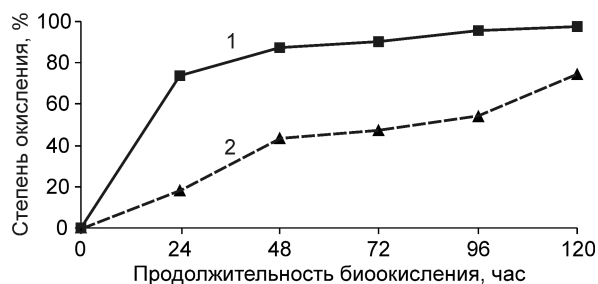


Рис. 3. Степень окисления сульфидов в процессе бактериального выщелачивания концентрата месторождения Хатыннах:

1 — арсенопирит, 2 — пирит

продукте с 0,64 до 1,57 г/т. При этом сокращается объем перерабатываемой руды со 100 до 30% (рис. 2). Использование предварительной фотометрической сепарации позволит в перспективе вовлечь в эксплуатацию убогие руды.

Следующий важный момент — совершенствование технологии переработки добытой руды. На примере разведываемого месторождения Хатыннах в Магаданской области показано, что применение *биогидрометаллургической технологии* для извлечения благородных металлов *из упорных высокомышьяковистых золото-сульфидных концентратов* дает возможность в корне поменять экономику проекта с убыточной на высококорентабельную. Флотационный концентрат (18,4 г/т Au), получаемый при обогащении золотосодержащей руды этого месторождения, обладает двойной упорностью: содержит золото, тонко вкрапленное в сульфиды (арсенопирит и пирит), и сорбционно-активный органический углерод (2,7% $C_{орг}$). Применение традиционного метода цианирования концентрата малоэффективно. Предварительное бактериальное выщелачивание концентрата с использованием специально подобранной ассоциации бактерий позволяет окислить сульфиды и вскрыть золото (рис. 3).

За 120 часов бактериального выщелачивания концентрата достигается высокая степень окисления золотосодержащих сульфидов: арсенопирита 97,4%, пирита 74,3%. Извлечение золота цианированием остатка биоокисления составляет 90% против 11% без применения биотехнологии.

В последние годы в ФГУП «ЦНИГРИ» разработана инновационная *технология, позволяющая увеличить извлечение золота из руд, на основе применения электрофизических воздействий*. Суть ее сводится к энергетическим воздействиям на минеральное сырье (ультразвуковая и магнитно-импульсная обработка, облучение мощными элек-

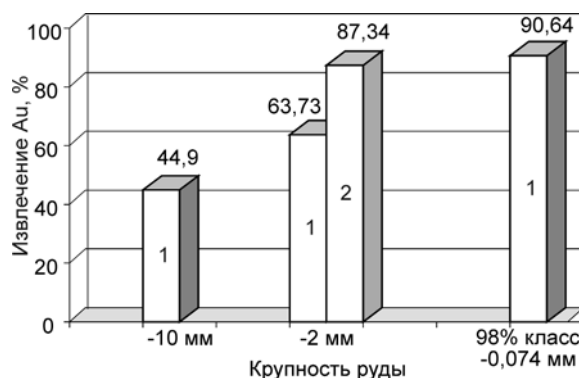


Рис. 4. Ультразвуковая обработка (УЗО) руды Мутновского месторождения перед цианированием:

1 — цианирование без УЗО, 2 — цианирование с УЗО

ромагнитными импульсами) в процессах его флотационного обогащения и гидрометаллургической переработки. В результате достигаются дезинтеграция и разупрочнение минеральных комплексов, вскрытие упорного золота и повышение его извлечения. Преимущество использования энергетических методов состоит в низком расходе электроэнергии 0,1–0,5 кВт·ч/т. На примере руд ряда разведываемых месторождений экспериментально установлено, что предварительная электрофизическая обработка повышает извлечение золота и других металлов. Так, извлечение золота в процессе цианирования обработанной ультразвуком руды Мутновского месторождения (Камчатка) повышается с 63,7 до 87,3% (рис. 4).

Достигнутое с применением ультразвука достаточно высокое извлечение золота 87,3% при цианировании мелкодробленой руды крупностью -2 мм сопоставимо с результатами цианирования данной руды при тонком помоле (98% класс -0,074), что свидетельствует об эффективности применения энергетической обработки и возможности сокращения энергетических затрат на переработку руды. Изучение кинетики растворения золота показало, что извлечение золота возрастает не за счет увеличения продолжительности цианирования, а за счет дополнительного вскрытия золота и повышения скорости его растворения при использовании ультразвука. Применительно к процессу кучного выщелачивания (КВ) золота из окисленных руд месторождения Кутын предварительная электрофизическая обработка выщелачивающего цианидного раствора позволяет практически в два раза (с 22 до 10 сут.) сократить продолжительность процесса растворения золота при извлечении его в раствор 91% (рис. 5). Положительный эффект от применения

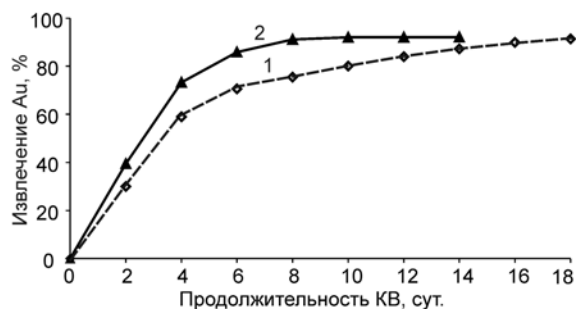


Рис. 5. Кинетика извлечения золота при кучном выщелачивании окисленной руды месторождения Кутын с предварительной энергетической обработкой цианистого раствора:

1 — без УЗО, 2 — с УЗО

энергетической обработки, по-видимому, достигается в результате активации цианистого раствора, а также за счет разупрочнения минеральных комплексов и вскрытия тонковкрапленного золота.

Разработка и применение новых более совершенных технологий является основой для высокопроизводительного производства золота в стране из руд большеобъемных месторождений с относительно низким содержанием Au, занимающих главные позиции в государственном балансе запасов. Исходя из проектной производительности будущих предприятий, годовая добыча золота из недр в среднесрочной перспективе до 2020–2025 гг. должна увеличиться, как минимум, на 100–120 т и составить в целом 300–350 т. Это выше годовой добычи золота в Австралии (259 т) и близко к таковой в Китае (369 т).

Таким образом, только расширение и централизация технологических исследований под особым контролем государства способны обеспечить рациональное и комплексное использование недр на основе применения новейших достижений отраслевой и академической науки и мотивировать геологоразведочные работы по развитию минерально-сырьевой базы страны.

Используемая за рубежом и существовавшая ранее в бывшем СССР практика разведки месторождений в части изучения технологии переработки руд предусматривает следующие три основных этапа работ:

лабораторные исследования проб массой 50–100 кг (реже 200 кг) в целях изучения вещественного состава и технологической оценки обогатимости руд с испытанием процессов гравитации, фло-

тации, гидрометаллургии и других методов для обоснования рекомендуемой технологической схемы (вариантов технологических схем) и определением ее основных показателей;

лабораторные исследования проб массой 200–500 кг в целях проверки рекомендуемой технологии на укрупненной технологической пробе, определения режимных параметров и показателей обогащения руды с получением конечных товарных продуктов;

полупромышленные или опытно-промышленные испытания технологии на пробах массой от 3–5 до нескольких десятков или сотен тонн с получением всех необходимых данных для составления технологического регламента по рекомендуемой схеме переработки руды для последующего проектирования и ТЭО строительства предприятия.

В настоящее время при ГРП по программам Роснедра в очень ограниченном объеме выполняется только первый этап исследований, по двум другим работы не проводятся. Такая организация работ не позволяет в полной мере оценить качество минерального сырья и истинную ценность месторождений.

Для устранения этого недостатка целесообразно организовать выполнение лабораторных работ 1-го и 2-го этапов в профильных НИИ отрасли (ФГУП «ЦНИГРИ», «ВИМС», «ЦНИИгеолнеруд», «ИМГРЭ» и др.), где накоплен огромный опыт соответствующих исследований и сохранились высококвалифицированные специалисты. Следует отметить, что техническая база ведущих институтов, осуществляющих аналитическое и технологическое сопровождение ГРП на твердые полезные ископаемые, не в полной мере отвечает современным требованиям научно-технического прогресса и нуждается в техническом перевооружении, которое, по нашему мнению, необходимо провести за счет средств из централизованных источников.

Для более масштабных полупромышленных испытаний по программам, разработанным институтами, целесообразно создание современного испытательного технологического центра (возможно, нескольких по видам сырья), включающего аналитические лаборатории и мобильные технологические линии с новейшим оборудованием, необходимый инженерный и технический персонал, способный обеспечить качественное проведение полупромышленных испытаний технологических схем извлечения полезных компонентов из всех видов твердых полезных ископаемых.

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ



УДК 551.24:550.81

© А.А.Гаврилов, 2014

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ МОРФОСТРУКТУРНО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.А.Гаврилов (ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН)

Предложена модельно-целевая установка морфоструктурно-минерагенических исследований, включающая оригинальное определение предмета изучения, положения о гомологии, конвергенции, минерагенической асимметрии, паспортизации очаговых систем и ориентированная на выявление областей и зон кумуляции эндогенной энергии, идентификацию структурно-вещественных следов явлений тепломассопереноса в рельефе и геологической среде. В качестве примеров апробации предлагаемых теоретических положений приведены краткие результаты морфоструктурно-минерагенического изучения Восточно-Азиатского и Кольско-Карельского надплюмовых мегасводов.

Ключевые слова: морфоструктура центрального типа, плюм, минерагения, мегасвод, очаговая система, гомология.

Гаврилов Александр Анатольевич, gavrilov@poi.dvo.ru

PRESSING QUESTIONS OF THEORY AND PRACTICE OF MORPHOSTRUCTURAL-MINERAGENIC RESEARCHES

A.A.Gavrilov

The target-model position of morphostructural-mineragenic researches is proposed. It includes the original definition of research subject, concepts of homology, convergence, mineragenic, asymmetry, the certification of focus systems and directed to the revelation of areas and zones of the endogenous energy cumulation. It is aimed too at the identification of structural-material traces of the heat-mass transfer phenomena in relief and within geological environment. The brief results of morphostructural-mineragenic study of the East Asian and the Kola-Karelian overplume mega-arches as examples of tests of theoretical concepts are considered.

Key words: morphostructure of the central type, plume, minerageny, mega-arch, focus system, homology.

Существование сложного комплекса факторов (структурный, энергетический, геохимический, хронологический и др.) развития рудно-магматических и алмазоносных очаговых систем как специфических структурно-вещественных элементов литосферы требует их адекватного описания и комплексного изучения, основанного на анализе и синтезе разнородной геологической, геоморфологической, геофизической и другой информации, включая данные дистанционного зондирования из космоса. Наиболее полно такой комплексный подход к решению вопросов структурного контроля проявлений полезных ископаемых, анализа закономерностей размещения, поиска, прогноза месторождений, районирования территорий реализован в морфоструктурно-минерагенических исследованиях. Однако, несмотря на большое число публикаций (И.К.Волчанская, И.Н.Томсон, В.С.Кравцов, В.В.Соловьев, Н.В.Скублова, В.В.Середин и др.), многие вопросы методологии и методики этого научного направления, развивающегося на стыке смежных на-

ук — тектоники, морфотектоники, геоморфологии и минерагении, остаются, по-прежнему, актуальными и требуют дальнейшего уточнения и детализации.

Вопросы методологии и методик исследований. Развитие морфоструктурных исследований сопровождается экстенсивным ростом информации и приводит к необходимости их дифференциации и специализации. Очевидно, что цели, задачи, объекты, предмет и методы морфоструктурного изучения территорий при решении вопросов инженерной, динамической, поисковой или рудной геоморфологии будут различны. В одних случаях акцент делается на анализе блоковых форм и геодинамически активных зон разломов, в других — потребуются комплексная оценка морфоструктурного плана территории, в-третьих — в качестве главных объектов рассматриваются очаговые магматические структуры и т.д. Существенно будут различаться также методы получения информации и предметы исследований, представляющие собой различные модели объектов. Все это вызывает необходимость

определения модельно-целевой установки морфоструктурных исследований, учитывающей специфику поставленных задач, особенности геологического и геоморфологического строения конкретных районов.

Образование эндогенных месторождений руд металлов и неметаллов неотделимо от энергоемких процессов, приводящих к переводу кларковых содержаний рудных элементов в магме и горных породах в промышленно значимые [18]. Такие предпосылки возникают только в условиях существования мощных источников энергии и реализации в геологической среде явлений мобилизации, переноса, дифференциации и концентрации частиц эндогенного рудного вещества. Поэтому проявления и месторождения полезных ископаемых необходимо оценивать не только как геохимические, но и как палеоэнергетические аномалии соответствующего уровня и возраста, тесно связанные с эндогенным режимом территории и структурами, опосредующими теплоперенос как в недрах, так и между недрами и земной поверхностью. В этом случае цель морфоструктурно-минералогических исследований заключается в выявлении и изучении выраженных в рельефе энергонесущих структур литосферы, играющих определяющую роль в создании условий для образования аномальных концентраций широкого ряда химических элементов, природные соединения которых используются в качестве минерального сырья.

Общая направленность морфоструктурных исследований на выявление глубинных факторов и механизмов тектономорфогенеза требует такой формулировки предмета исследований, которая позволяла бы охватывать всю последовательность и целостность рельефообразующих процессов от возникновения глубинных энергетических импульсов и слабо структурированных движений масс до формирования эндогенных геоморфологических форм. Перемещения рудного вещества в недрах и на поверхности Земли представляют часть планетарного круговорота потоков энергомассопереноса, следовательно, предметом морфоструктурно-металлогенетических исследований должен служить весь комплекс моделей, связанный с изучением энерго-, магмогенерирующих систем, а также глубинных и поверхностных факторов, путей миграции магм, газов, флюидов, гидротерм, условий мобилизации и концентрации мантийных, коровых групп рудных и нерудных элементов [5]. В качестве опорных построений могут быть использованы модели очаговых и разломных систем, разработанные при изучении районов современного вулканизма и рудообразования как на суше, так и на дне

морей и океанов; структурные и геодинамические модели гранитосводового тектогенеза орогенных областей [4, 12 и др.], а также другие результаты изучения взаимосвязей потоков теплопереноса и форм их отражения в рельефе.

С теоретических позиций объектами морфоструктурных исследований для изучения эндогенной минерализации могут быть все известные типы рудоформирующих и рудофокусирующих дислокаций. Однако и энергетическая подоплека процессов рудообразования, и многочисленные данные изучения рудных полей и районов (работы В.А.Невского, А.А.Фролова, И.Н.Томсона, Г.И.Туговика, Г.Ф.Яковлева, И.К.Волчанской, Н.Т.Кочневой, В.В.Соловьева, Н.В.Скубловой, В.В.Середина и др.) подтверждают тот факт, что на всех уровнях организации рудных систем (тело, зона, месторождение, поле, узел и т.д.) главная роль в создании условий для генерации и концентрации полезных компонентов принадлежит очаговым системам (эксплозивные, интрузивные и др.), их рядам и рудоконтролирующим зонам разломов. Традиционным объектам морфоструктурных исследований орогенных областей — блоковым дислокациям — отводится второстепенная роль, так как у них отсутствуют прямые генетические связи с процессами рудообразования. В пределах месторождений они выполняют функцию рудофокусирующих структур. Поэтому в качестве главных объектов исследований целесообразно рассматривать выраженные в рельефе энерго-, магмогенерирующие и контролирующие структуры, образование и функционирование которых неразрывно связано с процессами теплопереноса в недрах.

Реализация лишь двух принципиально возможных способов передачи энергии в пространстве — объемного и канального — лежит в основе доминирования двух главных типов энергонесущих систем и структур. В геологической среде это образования с радиально-концентрической инфраструктурой и элементами симметрии $\infty \dot{L}_\infty C \infty P \rightarrow n \dot{L}_n n P$, связанные с энергогенерирующими центрами (плюмы, магматические камеры, очаговые системы и др.), и линейные — с элементами симметрии $\dot{L}_\infty \infty P \rightarrow \dot{L}_2 P$, обусловленные наличием энергетических каналов, зон (рифты, разломы, контролирующие поступление и распределение магм, терм, флюидов, газов и др.), где \dot{L} — оси, а P — плоскости симметрии. Переходной является линейно-узловая форма организации подобных систем разного порядка, совмещающая черты двух основных типов и образующая ряды энергетических точек или центров (цепи вулканов, интрузий, магматических сводов, мантийных диапиров и др.) с характерными элементами трансляционной симметрии. С этих позиций любой

магмоконтролирующий разлом можно рассматривать как потенциальную или нереализованную линейную систему магматических центров [5]. Энергогенерирующие центры, их пространственные группировки и каналы (зоны) соответствующих параметров и рангов определяют общий силовой каркас геологической среды в пределах каждой территории.

Адаптация известных физических представлений об объемном и канальном способах передачи энергии в пространстве к целям и задачам геологии позволяет предложить концепцию структурообразующих энергетических центров и зон [5], которая органично включает многие положения концепций очагового тектогенеза [9, 10, 20 и др.], мантийного диапиризма, астенолитов, плюмовой тектоники, горячих точек, пятен [2, 8 и др.], интрателлурических потоков, струй, с одной стороны, и линеаментной тектоники, сквозных рудоконцентрирующих линеаментов, структурно-энергетического каркаса планеты (В.Х.Хобс, Г.Н.Каттерфельд, И.Н.Томсон, М.А.Фаворская, И.К.Волчанская, А.И.Полетаев, А.Е.Федоров и др.) — с другой. Такой подход ориентирует стратегию поисковых, прогнозных работ и проведение металлогенического районирования, прежде всего, на выявление и определение основных элементов (центры, узлы, каналы) энергетической сети территории соответствующих эпох рудообразования. Широкое использование камеральных методов получения информации (при небольшом объеме дорогостоящих экспедиционных работ), возможность синтеза разнородных данных определяют особую актуальность и перспективы применения морфоструктурных и космогеологических исследований для выявления энергонесущих структур литосферы.

Наиболее крупные структуры и морфоструктуры центрального типа (СЦТ и МЦТ) Земли рассматриваются как проекции глубинных конвективных ячеек, мантийных плюмов, геоконов; более мелкие представляют инъективные дислокации, связанные с явлениями эффузивного и интрузивного магматизма, разноглубинной диапировой, протрузивной, интрузивной и эксплозивной тектоники [9, 12, 20 и др.]. Многочисленные данные сейсмической томографии, мантийной геохимии, экспериментального и численного моделирования конвективных и адвективных процессов подтверждают наличие во многих районах Земного шара (Исландия, Южная Африка, Восточная Азия и многие др.) локальных, региональных и планетарных (суперплюмы) инъективных дислокаций мантийного вещества с относительно повышенной температурой, пониженной вязкостью и плотностью. В обобщенном виде ман-

тийный плюм можно представить в виде лакколита (радиусом до 1000 км и более) с относительно тонким подводным каналом, радиус которого на порядок меньше размеров основного тела. Формирование суперплюмов связывают с происходящими во внешнем ядре процессами, в частности с образованием струй газов на границе мантии и ядра. В качестве геологических признаков мантийных плюмов А.Ф.Грачев [8] предлагает рассматривать: сводовые поднятия радиусом до 1000 км, структуры тройных сочленений разломов и рифтов, базальтовый магматизм трещинного типа, высокий тепловой поток, увеличенные мощности земной коры, специфические геохимические и изотопные характеристики магматических пород и др. Очевидно, что применение для выявления плюмов и других очаговых систем геоморфологических методов, данных дистанционного зондирования из космоса и всей совокупности признаков, разработанных для изучения МЦТ регионального и планетарного рангов, существенно увеличивает информационную основу индикации и идентификации инъективных дислокаций, позволяя привлечь для обнаружения скрытых рудоконтролирующих геологических структур еще и ландшафтные признаки. Важное прикладное значение при минерагенических исследованиях могут иметь, например, данные о наличии упорядоченной внутренней структуры и минерагенической асимметрии очаговых систем, полученные при изучении МЦТ и СЦТ [5, 6].

Термодинамические особенности эволюции энерго- и магмогенерирующих центров определяют обусловленные синергетикой процессы самоорганизации сложных систем при диссипации энергии в геологической среде. Тенденция к минимизации энергопотерь приводит к тому, что магматическая камера, несмотря на имеющуюся анизотропию геологической среды, стремится к образованию формы с наиболее оптимальным соотношением объема и площади поверхности (шар и его гомологи). Поэтому любой выброс магмы на поверхность по линии наименьшего сопротивления среды (область пробоя) несет элементы симметрии телесного угла шара или конуса, которые соотносимы с формулой симметрии поля силы тяжести Земли. Перемещение к поверхности газового, газофлюидного «пузыря» в условиях высокого литостатического давления нижней мантии приводит к образованию цилиндрического подводного канала. При приближении к верхним частям литосферы в условиях снижения литостатического давления происходит увеличение объемов глубинных газов и флюидов. В результате очаговые системы преобразуются в конические формы, проекции которых выражены на поверхности системами

кольцевых, дуговых и радиальных разломов. Дегазация и дефлюидизация нижней мантии способствуют разуплотнению литосферы, изменению *PT*-параметров среды и формированию магмогенерирующих центров, продуцирующих уже смешанные магмогазофлюидные потоки. Подобные модели строения и развития глубинных и коровых инъективных дислокаций подтверждают геологические данные о морфологии магматических колонн, результаты тектонофизического моделирования интрузивных, эксплозивных, эффузивных структур [3] и плюмов [15]. В процессе эволюции глубинные энергетические центры и потоки тепломассопереноса при взаимодействии со слоистой геологической средой формируют не только каркасную сеть радиально-концентрических разломов, но и ярусную систему сателлитных магматических камер в узлах пересечений радиальных, конических разломов с границами геолого-геофизических разделов [9, 20 и др.], где скачкообразно изменяется литостатическое давление. При этом образуются три универсальных типа инфраструктур СЦТ: ядерный (бессателлитный), ядерно-сателлитный и сателлитный (безъядерный). Они отражают центрально-, периферийно-фокусированные и нефокусированные виды распределения полей напряжения и потоков тепломассопереноса. Проведенные исследования показали, что выделенные типы инфраструктур проявлены у всех известных генотипов и рангов МЦТ. Это свидетельствует о наличии подобия схем их внутреннего строения или структурной гомологии очаговых систем, что подтверждается сходством формул симметрии объектов [5].

Полученные данные о закономерностях внутренней организации СЦТ позволили сформулировать положение об общей гомологии и конвергенции очаговых систем: все инъективные дислокации в геологической среде независимо от механизмов формирования, глубины заложения, параметрических характеристик, возраста и генетического типа в ходе своего развития стремятся к образованию гомологичных и конвергентных форм и инфраструктур с симметрией центрального типа. В основе инвариантности развития СЦТ и МЦТ лежит следующий ряд факторов: наличие энерго-, газо-, флюидо- или магмогенерирующих центров, очагов; слоистое строение недр; наличие термодинамически обусловленных общих механизмов формирования различных инъективных дислокаций и очаговых систем; общность фазовых состояний, форм, способов и условий миграции эндогенного материала при процессах тепломассопереноса в геологической среде. Из этого положения следует, что модели локальных очаговых структур, разработанные на основе репрезен-

тативных геоморфологических и геолого-геофизических данных, принципиально применимы для объяснения механизмов формирования и развития мантийных диапиров, плюмов, представляющих собой глубинные инъективные дислокации. Наличие гомологии между планетарными, региональными и локальными МЦТ служит важным признаком достоверности выделения мегаобъектов. Кроме того, предполагается выделение гомологических рядов очаговых морфоструктур, отражающих как региональные, так и общие особенности конструктивного и деструктивного этапов тектономорфогенеза. К конструктивным формам относятся выраженные в рельефе инъективные дислокации, связанные с процессами наращивания вулканогенно-осадочного слоя (локальный уровень) и земной коры (региональный уровень) в целом. Морфоструктуры центрального типа деструктивных этапов тектогенеза сопряжены с процессами рифтогенеза, мантийного диапиризма, базитового вулканизма и сопровождаются уменьшением мощности земной коры [5].

Изучение конкретных особенностей морфологии и внутреннего строения кольцевых морфоструктур различного генезиса, размеров, рангов и возраста в пределах разных регионов и областей позволяет идентифицировать плюмы, реконструировать и оценивать многие факторы формирования и развития магматических очагов, а также других проявлений эндогенной активности недр и свойств (факторов) геологической среды. Анализ обратных связей, в частности применение параметрических характеристик (радиусов) СЦТ и МЦТ для изучения вертикальной расслоенности земной коры и мантии [9, 20 и др.], рудной стратификации мантии [10], привлечение данных о нуклеарах (работы М.З.Глуховского, В.М.Моралева, Е.В.Павловского и др.) для анализа древней истории Земли — первые шаги в этом направлении исследований.

Важное достоинство применения очаговых морфоструктур для паспортизации рудно-магматических систем, поиска, прогнозирования полезных ископаемых и минерагенического районирования — возможность использования их формализованных структурно-геометрических, структурно-вещественных, морфологических и энергетических характеристик. Это относится к форме, площади сечений, морфологии геологических тел и тектонических дислокаций в пределах очаговых морфоструктур, количественным оценкам площадей, объемов магматических и метаморфических пород, симметрии распределения магматических потоков и размещения месторождений полезных ископаемых, пространственной организации структурных элементов и другим параметрам. Паспортизация и составление

баз данных МЦТ рудоносных и алмазоносных территорий рассматривается в качестве необходимых условий проведения поисковых и прогнозных работ.

Введение понятия линейной системы очаговых структур как таксона минерагенического районирования позволило решить вопрос пространственных и иерархических соотношений линейных и изометричных площадей развития эндогенных руд металлов и неметаллов. В отличие от существующих классификаций [4, 12 и др.], включающих блоковые структуры, основу унифицированной схемы соотношений категорий морфоструктурно-минерагенического районирования составляют только энергонесущие классы дислокаций и сопряженные с ними формы рельефа [5]. Рудный пояс интерпретируется как ряд магматических сводов, с которыми ассоциируются металлогенические области. В их пределах выделяются минерагенические зоны, состоящие из рядов тектономагматических морфоструктур, каждая из которых соотносится с рудным районом. Последние, в свою очередь, подразделяются на рудоносные зоны, образованные цепочками локальных МЦТ и т.д. (таблица).

Тесная связь очаговых систем с развитием магмоконтролирующих разломов и блоковое строение земной коры приводят к относительно небольшому (дисимметрия) или существенному нарушению радиально-концентрической организации структурно-вещественных комплексов очаговых структур и размещения проявлений полезных ископаемых, обуславливая явление минерагенической асимметрии, которое выражено резко различной продуктивностью и специализацией диаметральных блоков. При региональном анализе в число рассмотренных рудоконтролирующих очаговых систем были включены вулканотектонические депрессии, вулканические, плутонические купола, тектономагматические, сводово-блоковые поднятия и другие морфоструктуры, связанные с центрами эндогенной активности. На основе опубликованных данных [11, 12, 15 и др.] и оригинальных материалов изучены особенности асимметричного размещения в очаговых системах алмазоносных кимберлитов Вилуйской субпровинции, рудных объектов золота, серебра, меди, свинца, цинка, олова, вольфрама, редких металлов, ртути в Приамурье, Приморье, Восточном Забайкалье и в других регионах. Проведенное обобщение геолого-геоморфологических данных показало, что в основе асимметричного (относительно центра и диаметрального разлома) размещения полезных компонентов в очаговых структурах лежат следующие основные факторы:

неравномерное размещение сателлитных магматических центров (с учетом их размеров, возра-

ста) и связанных с ними структурно-вещественных парагенезисов;

литологические и физико-механические различия свойств пород и степени их проницаемости для водных и флюидных потоков в диаметральных и секторальных блоках;

разные рисунки и плотности разрывных нарушений;

ориентировка, углы наклонов плоскостей сместителей, строение диаметрального разлома и оперяющих его дизъюнктивов;

пространственная ориентировка, магмо-, газо-, флюидо- и водоподводящих каналов;

специфика геодинамического режима, определяющая дифференцированный характер поднятий и опусканий секторальных, диаметральных блоков и различия их денудационного среза [7].

Многочисленные факты неравномерного размещения рудных объектов разного возраста, формационной принадлежности, ранга в пределах МЦТ различных размеров, генезиса и порядка позволяют рассматривать явление минерагенической асимметрии как одну из главных (наряду с радиально-концентрической зональностью) особенностей локализации различных типов полезных ископаемых в очаговых системах [6].

Таким образом, предлагаемая модельно-целевая установка морфоструктурных исследований включает несколько основных положений:

использование в качестве методологической основы представлений о взаимосвязи структуро-, пороодо-, рудо- и рельефообразующих потоков вещества и энергии недр, существовании универсальных форм реализации процессов тепломассопереноса и структурирования в геологической среде;

выбор в качестве главных объектов исследования лишь энергонесущих типов морфоструктур;

привлечение максимально широкой исходной базы данных, переход к синтезу геолого-геоморфологической, геофизической, космогеологической и другой информации в рамках морфоструктурных моделей описания рельефа на основе принципа конформности;

использование формализуемых и количественных характеристик МЦТ, их структурных и вещественных признаков для оценки энергетики очаговых процессов;

подход к МЦТ как системным объектам анализа, выявление элементарных очаговых форм и всего комплекса иерархических, пространственных, функциональных связей проекций магматических центров разной глубины заложения и пространственной организации с рельефом;

Принципиальная схема соотношений категорий минерагенического и морфоструктурного районирования

Ранг		Типы рудоносных площадей		Типы тектонических структур с конформным рельефом		Примеры*
		Линейные	Нелинейные	Ряды очаговых морфоструктур	Очаговые морфоструктуры, R в км	
I	Планетарный	Мегаярус		Ряды мегасводов		Азиатско-Тихоокеанский
II			Провинция		Мегасводы, 750–1200 км	Восточно-Азиатский, Алданский, Яно-Колымский
III	Региональный	Рудный пояс		Орогенные пояса — ряды сводово-блоковых поднятий		Больше-Хинганский, Корейско-Охотский, Сихотэ-Алинский
IV			Металлогеническая область		Сводово-блоковые поднятия, 100–300 км	Баджало-Буреинское, Пильдо-Лимурийское
V	Субрегиональный	Металлогеническая зона		Ряды тектономагматических поднятий		Нижнеамурский, Баджальский
VI			Рудный район		Тектономагматические поднятия, 50–70 км	Мяо-Чанское, Мевачанское
VII	Локальный	Рудоносная зона		Ряды вулканоплутонических, вулканических построек		Комсомольский, Баджальский
VIII			Рудный узел		Вулканические, плутонические купола и др., 20–30 км	Бекчи-Улский, Кумлинский
IX	Сублокальный	Рудная зона		Ряды локальных очаговых морфоструктур		Левоулский, Искинский
X			Рудное поле		Вулканотектонические депрессии, интрузивные купола и др.	Левоулская, Сыранский

*Примеры локальных рудоносных морфоструктур взяты из материалов детальных работ в Приамурье и Нижнем Приамурье [5].

установление пространственно-временных и иерархических соотношений категорий морфоструктурного и металлогенического видов районирования;

использование положений теории симметрии для анализа закономерностей пространственного размещения оруденения в очаговых структурах и морфоструктурах (явления металлогенической асимметрии);

разработка схем унифицированного описания инфраструктур СЦТ и МЦТ, проведение их паспортизации и формирование в перспективе на этой основе баз данных и аналитически обоснованных поисковых и прогнозных признаков.

В качестве примеров апробации предлагаемых теоретических положений ниже приведены результаты морфоструктурно-минерагенического изучения Восточно-Азиатского и Кольско-Карельского надплюмовых сводов.

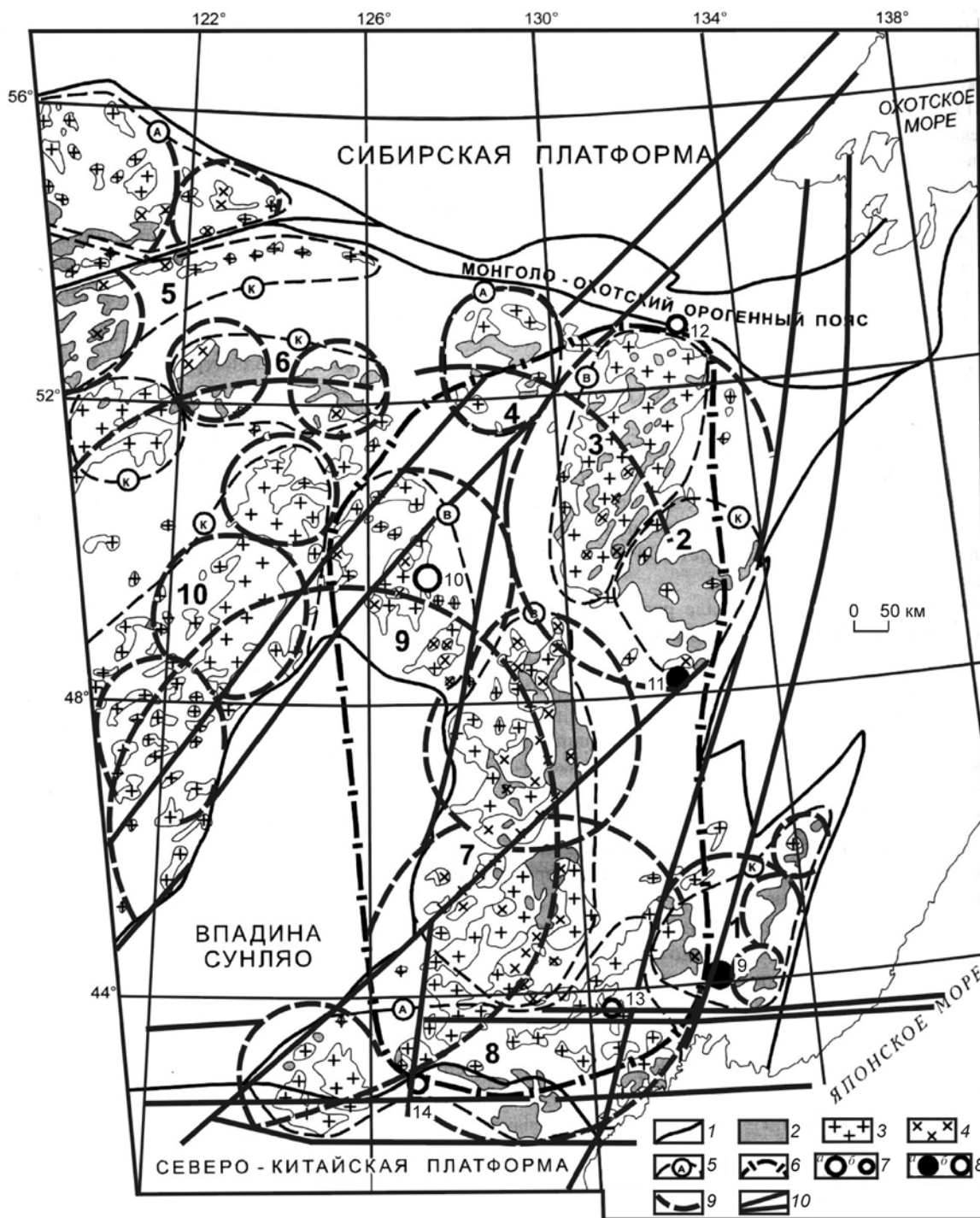
Восточно-Азиатский мегасвод. Общие особенности размещения региональных положительных форм рельефа на юге Дальнего Востока и прилегающих территориях Китая связаны с Восточно-Азиатским (Амурским) мегасводом, представляющим собой МЦТ планетарного ранга с радиусом (R) 1100–1200 км [20]. В работах, посвященных характеристике позднемезозойско-кайнозойского магматизма Востока Азии [14, 24 и др.], содержатся петрографические, геохимические и изотопные данные, позволяющие идентифицировать ее с проекцией плюма. Геолого-геоморфологические материалы об инфраструктуре надплюмового мегасвода [5] указывают на существование сложной многоярусной системы глубинных инъективных дислокаций, которая соответствует модели расщепления плюма на линейные и изометричные группировки мантийных диапиров. Главные элементы внешнего концентра этой гигантской коль-

цевой постройки — Восточно-Забайкальский, Становой и Сихотэ-Алинский орогены, внутреннего — Большехинганский и Корейско-Охотский. Структурную основу главных орогенных поясов на юге Дальнего Востока образуют линейные системы сводово-блоковых и тектономагматических поднятий. Формирование и главные черты развития орогенов определяются периодической активизацией глубинных циркумтихоокеанских разломов, Восточно-Азиатского плюма и его сателлитных магмогенерирующих центров при устойчивой миграции фронта орогенного кислого магматизма в позднем мезозое — раннем кайнозое с запада на восток, а явлений рифтогенной деструкции земной коры и базитового вулканизма в среднем — позднем кайнозое с востока на запад [5]. Имеющиеся данные об устойчивой радиально-концентрической организации основных морфоструктурных элементов региона, массивов палеозойских (рис. 1), мезозойских гранитоидов [16, 17] (в интерпретации автора) и кайнозойских центров базитового магматизма [24] свидетельствуют о длительном (сотни миллионов лет) и унаследованном характере развития Восточно-Азиатского мегасвода как проекции глубинной очаговой системы центрального типа. Примерные оценки показывают, что площадь ареалов гранитоидов разного возраста (позднеархейские, ранне-, среднепротерозойские, палеозойские, мезозойские и раннекайнозойские) в пределах Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода составляет ~2,5 млн. км², т.е. не менее 62% его общей площади. Это позволяет оценивать мегасвод как область унаследованной консолидации и длительного (хотя и дискретного во времени и пространстве) гранитообразования. В качестве сателлитных структур в нем выделяются ядра роста континентальной коры и долгоживущие центры эндогенной активности меньшего порядка. Показателем в этом отношении Буреинский свод, включающий одноименный срединный массив, где магматическая активность проявлялась в позднем архее, раннем протерозое, раннем и позднем палеозое, раннем триасе, раннем и позднем мелу и где в настоящее время расположен Кульдурский геотермальный район. В Гонжинском и Мамыньском древних тектономагматических поднятиях центрального типа, расположенных в зоне взаимодействия Амуро-Зейской плиты и Буреинского массива, концентрируются тела позднеархейских, раннепротерозойских, позднепалеозойских и раннемеловых магматических пород преимущественно кислого состава [5].

Анализ имеющихся материалов о рудоносности Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода

позволяет соотносить его с крупной металлогенической провинцией сиалического типа [5]. Профилирующими рудными элементами для нее являются W, Mo, Sn, Au, Pb, Zn и другие металлы, ассоциирующие с магматическими формациями гранитоидного ряда [16, 17, 21 и др.]. Сателлитный тип инфраструктуры Восточно-Азиатской кольцевой мегапостройки и наличие диаметальной полосы рифтогенных межгорных впадин (Сунляо и Амуро-Зейская системы) обуславливают концентрацию до 60–70% рудных объектов в пределах ее внешних концентров (рис. 2). Более высокая концентрация свинцово-цинковых месторождений в западном диаметральном блоке (Приаргунский полиметаллический пояс) характеризует металлогеническую асимметрию этой мега-МЦТ. Различна металлогеническая специализация и ее секторальных блоков. Рудные пояса мегасвода соотносятся с рядами орогенных, магматических сводов, каждый из которых рассматривается как металлогеническая область, в них, в свою очередь, выделяются линейные системы рудных районов (см. таблицу) и т.д. В процессе своего развития позднемезозойские орогенные своды вовлекают в поднятие и обеспечивают препарирование и экспозицию более древнего палеозойского и протерозойского оруденения. Поэтому орогенные пояса территории отличаются в целом гетерохронностью, реовенацией и многообразием формационных типов месторождений [12, 21 и др.].

Выделяющиеся в Хингано-Охотском орогене Баджальский, Верхнеселемджинский и Ям-Алинский своды вмещают крупные редкометальные месторождения Комсомольского, Баджальского, Дуссе-Алинского и других рудных районов Среднего Приамурья. Максимальные показатели интенсивности оловянного и вольфрамового оруденения связаны с Баджальским магматическим сводом, что, вероятно, обусловлено его формированием на периферии восточного диаметального блока Буреинского срединного массива, палеозойские породы и рудная минерализация которого могли служить первично обогащенным источником металлов для позднемеловых рудопроявлений и месторождений. Для северной части Сихотэ-Алинского ряда сводовых и тектономагматических поднятий характерна, прежде всего, золото-серебряная, золотая и полиметаллическая минерализация при подчиненном значении редкометальных проявлений. Крупные месторождения и проявления расположены на периферии Пильдо-Лимурийской металлогенической области, в Усть-Амурском и Мевачанском рудных районах, соотносимых с одноименными МЦТ субрегионального ранга [5]. Возраст рудной мине-



реализации укладывается здесь в диапазон поздний мел – олигоцен. Южнее, в Приморье, металлогеническая специализация, показатели интенсивности и экстенсивности оруденения Сихотэ-Алинских сводов меняются. На начальных этапах развития орогена сформировался ряд раннемеловых магматических сводов. В последующем при смещении фронта гранитоидного магматизма к востоку произошла

их интеграция с позднемеловыми сводово-блоковыми морфоструктурами. В центральных наиболее эродированных частях раннемеловых и позднемеловых поднятий доминируют проявления и месторождения вольфрам-оловянной и олова групп формаций, в то время как на периферии развита преимущественно золото-серебряная и полиметаллическая минерализация. Наиболее высокая кон-

Рис. 1. Положение крупных месторождений относительно ареалов палеозойских гранитоидов центральной части Восточно-Азиатского мегасвода, по [17] с дополнениями в интерпретации автора:

1 — границы крупных тектонических элементов; массивы коллизионных известково-щелочных гранитоидов: 2 — каледонских, 3 — герцинских; 4 — массивы внутриплитных гранитоидов щелочных и повышенной щелочности; 5 — контуры геодинамических обстановок (буквы в кружках) и ареалов гранитоидов (цифры): А — активных окраин, К — коллизионных, В — внутриплитных, 1 — Цзямусы-Ханкайский, 2 — Хинганский, 3 — Туранский, 4 — Мамынский, 5 — Северо-Аргунский, 6 — Синьхуа, 7 — Муданьцзянский, 8 — Цзинаньский, 9 — Добаошаньский, 10 — Дахинганский; 6 — контур Цзямусы-Буреинского палеозойского пломы; 7 — месторождения: а — сверхкрупные (9 — Вознесенское Ве, F, 10 — Добаошань Cu, Mo, Au), б — крупные (11 — Преображенское Ве, F, 12 — Токур Au, 13 — Сяосинанча Cu, Au, 14 — Хунцилин Ni, Cu, Co); 8 — возраст месторождений (а — каледонский, б — герцинский); 9 — дуговые и кольцевые разломы проекций магматических центров; 10 — основные трансрегиональные разломы

центрация полезных ископаемых отмечается в гии для реализации процессов формирования Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах, месторождений, проявлений алмазов и руд метал-

расположенных в пределах одноименного свода. Обшая металлогеническая специализация этой региональной мантийно-коревой структуры оловянно-полиметаллическая, но наряду с многочисленными скарновыми и жильными месторождениями олова, цинка и свинца в его пределах известны рудные объекты меди, вольфрама, золота, серебра, а также уникальное боросиликатное месторождение.

По сравнению с древними надплюмовыми мегасводами Сибирской (Монголо-Сибирский, Анабарский, Алданский) и Русской (Кольско-Карельский, Среднерусско-Приволжский) докембрийских платформ Восточно-Азиатское поднятие относительно молодое (палеозой – мезозой) с небольшим уровнем денудационного среза, что обуславливает ограниченное влияние рудных объектов докембрийского и палеозойского возрастов на его металлогеническую специализацию.

Кольско-Карельский реликтовый надплюмовый мегасвод. При дистанционной оценке алмазоносного потенциала Северо-Западного региона России и прилегающих районов Финляндии Ю.Н.Сорокуровым с соавторами [19] представлена оригинальная схема размещения районов с известными и потенциально благоприятными признаками для проявления кимберлитового (лампроитового) магматизма. Основными компонентами прогнозной модели стали проекции мантийных диапиров и коровых очаговых систем, рассматриваемых в качестве главных источников энер-

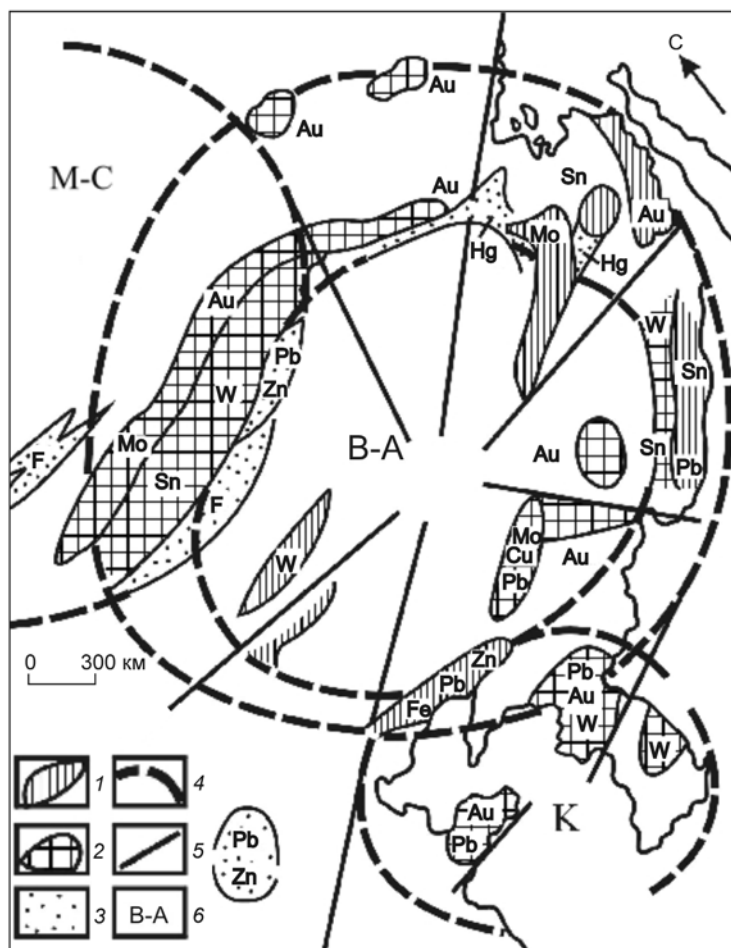


Рис. 2. Схема металлогенического районирования Восточно-Азиатского (Амурского) мегасвода, составлена с использованием данных [11, 16, 17, 21]:

площади развития мезозойского оруденения, ассоциирующиеся с комплексами: 1 — вулканоплутоническими, 2 — гипабиссальными интрузивными, 3 — абиссальными интрузивными; предполагаемые каркасные разломы мегасводовых МЦТ: 4 — дуговые, кольцевые, 5 — радиальные; 6 — мегасводы (В-А — Восточно-Азиатский, К — Корейский, М-С — Монголо-Сибирский)

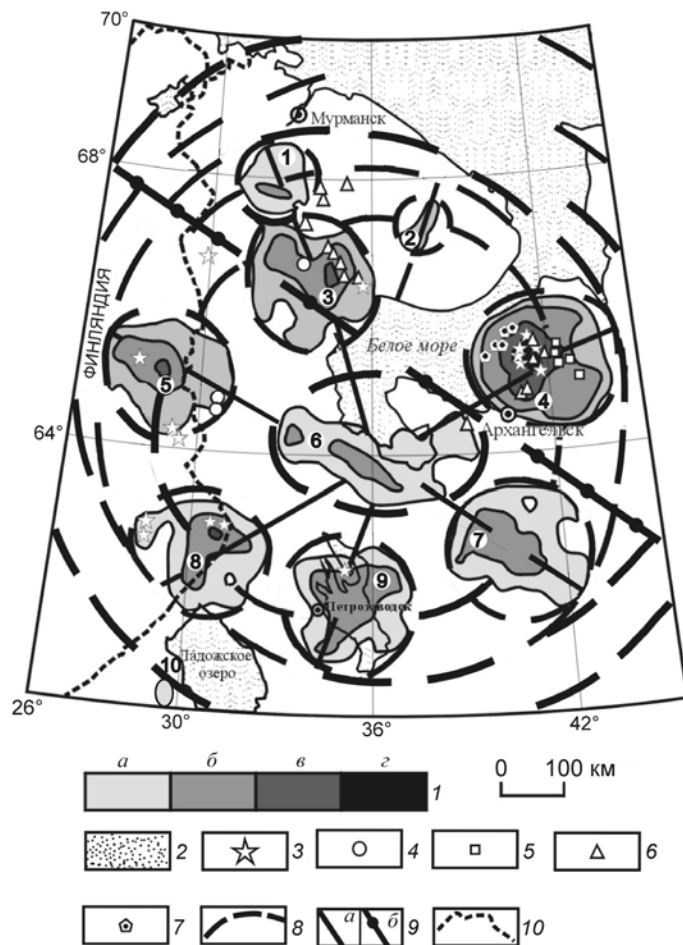


Рис. 3. Благоприятные участки (по дистанционной прогнозно-поисковой модели в ранге «район») для проникновения к поверхности кимберлитов, лампроитов, по [19] и проецируемые на поверхность каркасные дуговые и кольцевые разломы выделяемого автором Кольско-Карельского надплюмового реликтового мегасвода:

1 — участки аномального присутствия благоприятных признаков, σ : а — 0,5, б — 1, в — 2, г — 3; 2 — площадь развития осадочных комплексов, перекрывающих тела кимберлитов и лампроитов; находки: 3 — кимберлитов, 4 — лампроитов, 5 — толеитовых базальтов, 6 — щелочных и ультращелочных пород, 7 — лампрофиров; системы разломов, намеченные по геолого-геоморфологическим данным: 8 — дуговые и кольцевые, 9 — радиальные (а), диаметральный Кандалакшско-Северодвинский (б); 10 — государственная граница; аномалии: 1 — Центральнокольская, 2 — Восточнокольская, 3 — Кандалакшская, 4 — Зимнебережная, 5 — Куосамо-Костомукшская, 6 — Ветреннобережная, 7 — Плесецкая, 8 — Куаво-Куопийская, 9 — Онежская, 10 — Ладожская

гнозных признаков проведена градация выделенных площадей по степени перспективности. Наиболее крупная аномалия совпала с Зимнебережным районом, в пределах которого ранее была установлена промышленная алмазность некоторых диатрем. Имеющиеся различия в возрасте, потенциальной продуктивности кимбер-

литов юго-западных и северо-восточных областей региона и используемые комплексы прогнозных признаков послужили основанием для выделения двух разных алмазных субпровинций, соотносимых с кольцевыми проекциями (R 500 км) центров эндогенной активности недр верхнемантийного заложения.

Развиваемые автором положения о существовании универсальных типов внутреннего строения СЦТ и МЦТ, гомологии, конвергенции и минерагенической асимметрии очаговых систем [5, 6 и др.] позволяют иначе интерпретировать данные о структурной позиции алмазных и потенциально алмазных районов Северо-Западного региона. Их закономерное радиально-концентрическое размещение, а также данные морфографического анализа рельефа и опубликованные геологические и геофизические материалы [1, 7, 22, 23 и др.] позволяют предположить существование здесь не двух глубинных инъективных дислокаций, а одного Кольско-Карельского палеоплюма и, соответственно, одноименного надплюмового мегасвода (R 700–750 км). Внешний концентр выделяемого реликтового поднятия проявлен в настоящее время дискретными зонами дуговых морфографических элементов, выраженных цепочками озер, речными долинами, протяженными спрямленными уступами рельефа. В генерализованном виде граничные линеаменты трассируются на северо-западе и западе от Варангер-фьорда и долины р. Тулома до побережья Ладожского озера вдоль предгорной системы впадин западных отрогов хребта Манселькя. Серии крупных разломов на границе мегасвода в этом секторе выявлены, в частности, при геологическом картографировании северных побережий Онежского и Ладожского озер [7]. Далее один из концентров прослеживается от северо-восточного побережья Ладожского озера через оз. Белое, по долинам рек Сухонь, Вычегда (нижнее течение), Вымь и Печора (в нижнем течении) до берегов Баренцева моря. Расположенный южнее дуговой граничный линеамент протягивается от юго-западного берега Ладожского озера по долинам рек Колпь, Кострома, Велуга, Вятка, Кама, Печора (в среднем течении) и достигает морского побережья в районе Печорской губы. В качестве основных орографических элементов юго-восточного и восточного сек-

торов Кольско-Карельского мегасвода рассматриваются дугообразная цепь поднятий Северные Увалы и Тиманский кряж.

В позднем кайнозое осевая часть мегасвода испытала рифтогенную деструкцию и опускание, что привело к заложению систем впадин Белого моря [22]. Поэтому на современном, инверсионном, этапе развития для него характерны концентрическая гипсометрическая зональность, свойственная отрицательным МЦТ (рис. 3), радиально-центробежный рисунок гидросети и приуроченность основных проявлений и месторождений полезных ископаемых (как и на Восточно-Азиатском мегасводе) к периферийным относительно приподнятым блокам.

Геологическая позиция реконструируемого поднятия определяется положением в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы, где сочленяются структуры Балтийского щита, Баренцевоморского и Тимано-Печорского геоблоков, характеризующихся различным возрастом пород складчатого фундамента (ранний протерозой, рифей, венд) и разной полнотой разреза чехла платформенных отложений (рифей, венд, палеозой, кайнозой) [1, 22 и др.]. В соответствии со временем формирования наиболее древних крупных ареалов гранитоидов, установленных в ядре выделяемого мегасвода [7], можно предполагать, что его становление началось в раннем архее и продолжалось до позднего палеозоя, когда завершились процессы магматизма и рудообразования. В раннем и среднем рифее в его осевой части сформировалась система рифтогенных прогибов и грабенов, некоторые из которых активизировались в среднем палеозое и позднем кайнозое, образуя так называемую рифтовую систему Белого моря [22]. Позднекайнозойский грабен Кандалакшского залива, в частности, наследует рифейский рифт, который расположен в зоне Кандалакшско-Северодвинского трансрегионального разлома северо-западной ориентировки, отчетливо проявленного на космических снимках и в рельефе территории. По другим данным [23], можно предполагать, что тектоническую основу северо-восточного и юго-западного сегментов надплюмового мегасвода образуют соответственно структуры Кольского и Карельского кратонов, между которыми в осевой части расположены структуры Лапландско-Умбинского гранулитового и Беломорского подвижного поясов. При этом на основе изучения состава магматических пород, структур течения корового материала, анализа внутрикратонной эндогенной активности в работе [23] постулируется положение о том, что тектоническое развитие территории связано с подъемом двух

(Кольский и Карельский) плюмов. Формирование областей растяжения, соотносимых с гранулитовыми поясами, объясняется гравитационным растеканием головных частей инъекций глубинного материала. По мнению автора, сходство геологических разрезов осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, а также абсолютного возраста магматитов Кольского и Карельского кратонов свидетельствует о наличии общих особенностей их геодинамического режима, что предполагает развитие одного суперплюма, в апикальной части которого сформировались крупная диаметральная и несколько более мелких зон растяжения. И в Восточно-Азиатском, и в Кольско-Карельском мегасводах процессы растяжения, деструкции и опускания происходили в их центральных, осевых, частях, что хорошо согласуется с известными тектонофизическими данными о растяжении, растекании и обрушении апикальных участков сводов, антиклинальных складок и диапировых дислокаций (работы В.В.Белюсова, М.В.Гзовского, Х.Рамберга и др.).

Основные особенности металлогения Карельской и Кольской провинций наплюмового мегасвода определяются широким спектром различных по масштабам проявлений рудной минерализации Fe, Ti, Cu, Ni, Co, Cr, U, Pb, Zn, Sn, Mo, Au, Ag, Ta, Nb, а также апатит-нефелиновых, лопаритовых, колчеданных руд и алмазов. Процессы рудогенеза протекали в период активного формирования мегасвода как древнейшего ядра роста континентальной коры (нуклеара), структуры ранней консолидации и гранитообразования (ранний докембрий) и во время многочисленных этапов тектономагматической активизации (ранний протерозой 2,2–2,0 млрд. лет, ранний рифей, средний, поздний палеозой). Именно с ними связано образование зеленокаменных поясов, палеорифтогенных систем, шовных зон, отличающихся специфическим магматизмом (коматитит-базальтовая, ультрабазит-базитовая щелочная серии и др.), а также минерагенической специализацией. Выделяется не менее девяти крупных эпох рудообразования. Возраст наиболее древнего медно-никелевого и медно-золотого оруденения зеленокаменных поясов в Карелии датируется, например, поздним археем (2800 млн. лет), время формирования золото-редкометальной минерализации, связанной с орогенными гранитами, — ранним протерозоем (2500 млн. лет), а алмазоносного кимберлит-лампроитового плюмового комплекса — средним рифеем (1000 млн. лет) [13]. Представляется, что своеобразие металлогении Кольско-Карельского и Восточно-Азиатского мегасводных поднятий обусловлено разной продолжительностью нуклеарных стадий развития, несоотносимы-

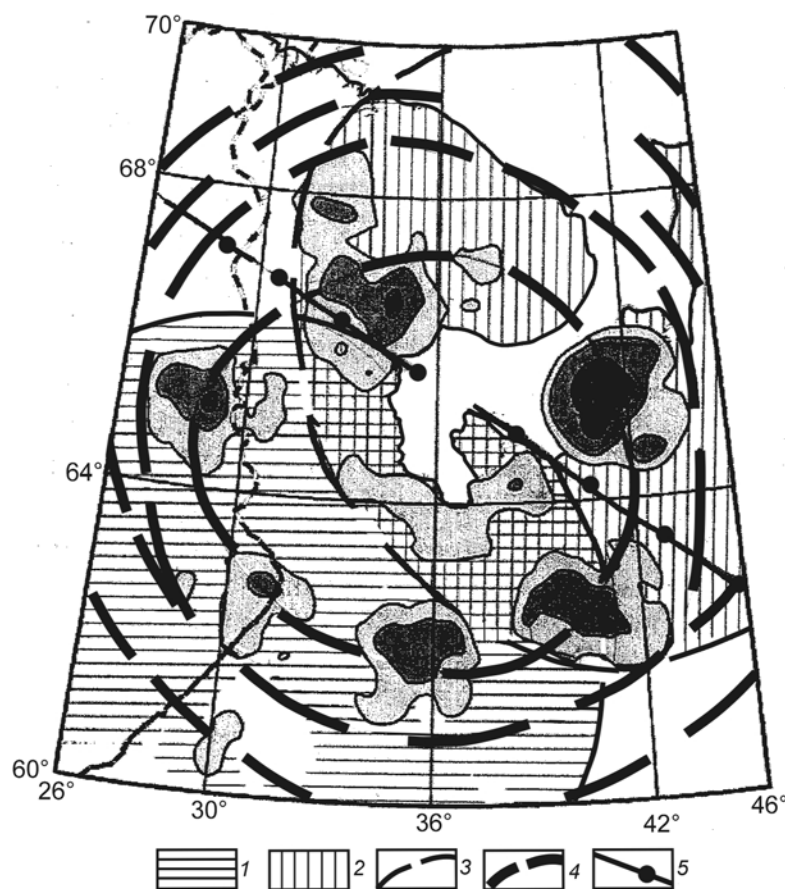


Рис. 4. Благоприятные участки (по дистанционной прогнозно-поисковой модели в ранге «район») для проникновения к поверхности кимберлитов, лампроитов и ареалы Ладужской и Мезенской субпровинций, обусловленные активизацией верхнемантийных очагов, по [19] с дополнениями в интерпретации автора:

ареалы влияния верхнемантийных очагов: 1 — Ладужского, 2 — Мезенского; 3 — внешние границы проекций верхнемантийных очаговых систем; остальные усл. обозн см. рис. 3

ми масштабами проявления базитового и кислого магматизма в дофанерозойский и фанерозойский этапы развития, существенными различиями денудационного среза и другими факторами. Локальные морфоструктурные позиции месторождений, рудопроявлений Кольско-Карельского мегасвода зависят от генезиса, возраста орудения, но в большинстве случаев (за исключением метаморфогенных объектов) определяются инъективными, разломными энергонесущими типами дислокаций и сопряженными с ними формами рельефа.

Главные типы рудных месторождений региона представлены: редкометальными пегматитами, связанными с беломорскими, ладожскими и ятулийскими гранитами (архей — протерозой); кварцмолибденитовыми жилами и рудоносными зонами, ассоциирующими с интрузивами ладожских грани-

тов; железистыми кварцитами (поздний архей — ранний протерозой); залежами кианититов (поздний архей); золото-ураноносными конгломератами (поздний архей — ранний протерозой); колчеданными рудами среди метавулканитов, лептитов; медно-никелевыми ликвационными, приуроченными к протерозойским ультраосновным и основным массивам; титаномагнетитовыми, апатит-магнетитовыми, связанными со среднепалеозойскими ультраосновными — щелочными комплексами; нефелин-apatитовыми (Хибины) и лопаритовыми (Ловоозеро), ассоциирующими с позднепалеозойскими щелочными комплексами; алмазоносными кимберлитами и лампроитами различного времени формирования [13, 19 и др.].

Возраст алмазоносных пород в пределах надплюмового мегасвода варьирует. В районе Куосамо-Костомукшской площади и в ряде проявлений на Кольском полуострове они возникли в рифее. Тела кимберлитов на Заонежском п-ове и в районе Пряжи образовались в позднем протерозое (венд). Данные изотопных определений аналогичных по составу комплексов на территории Финляндии свидетельствуют о нескольких этапах рудогенеза: 1100 (средний рифей), 594 (венд — ранний кембрий) и 450–434 (поздний ордовик) млн. лет [19]. Все это указывает на неоднократное проявление щелочно-ультрабазитового магматизма и унаследованное, хотя и пульсационное, развитие Кольско-Карельского плюма. Потенциально продуктивные очаговые системы ультрамафит-щелочной и мафит-щелочной формаций в верхних частях литосферы, вероятно, формировались на этапах активизации глубинных разломов и рифтогенной деструкции мегасвода, как это отмечается для рифей-вендского магматизма [1].

Различия в возрасте алмазоносных пород западных и восточных областей региона автор объясняет исходя из положения о минерагенической асимметрии очаговых систем [6]. Предполагается, что отмеченные гетерохронность и различная продуктивность кимберлитовых и лампроитовых ком-

плексов определяются спецификой строения и эволюции юго-западного и северо-восточного диаметральных блоков Кольско-Карельского мегасвода в период от среднего рифея до раннего палеозоя. В северо-восточном сегменте расположены 32 объекта, в юго-западном — 12 (рис. 4). Дифференцированный характер развития блоков обусловлен, в частности, возникновением на северо-востоке надплюмового мегасвода Баренцевоморского протяженного среднерифейского палеорифта северо-западного простирания, в то время как на юго-западе процессы рифтогенеза и щелочно-ультрабазитового магматизма проявились ограниченно. Роль структурного шва выполняла в этот период зона Кандалакшско-Северодвинского глубинного разлома, влияющего на формирование как Онежско-Кандалакшской, так и Керещко-Лешковской палеорифтовых систем, описываемых в работе [1].

В настоящее время более отчетливо проявлена геоморфологическая и геологическая асимметрия северо-западного относительно приподнятого диаметрального блока (Балтийский щит), в то время как юго-восточный перекрыт платформенным чехлом. Разделяет их рифтогенная система глубинных разломов и позднекайнозойских впадин, протянувшихся от Финского залива до Белого моря в северо-восточном направлении и ориентированных перпендикулярно по отношению к среднерифейским рифтам. Однако, как показывают приведенные материалы, изменения структурного плана, геодинамических режимов и векторов ориентировки регионального поля напряжения, происходившие в каледонский, герцинский и мезозойский циклы тектогенеза, не привели к принципиальным изменениям внутреннего строения мегасводового поднятия. Сохранность радиально-концентрической пространственной организации центров ультрабазитового, базитового магматизма и сопряженных с ними алмазоносных районов региона на протяжении более 1 млрд. лет, черты унаследованности развития рифтогенных грабенов и прогибов Белого моря с рифея до кайнозоя можно объяснить лишь отсутствием масштабных трансформаций Кольско-Карельской глубинной очаговой системы не только в позднем архее – палеопротерозое [23], но и фанерозое, что определяется высокой степенью консолидации структур надплюмового мегасвода и консервативностью сети каркасных глубинных разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балуев А.С.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной окраины Восточно-Европейского кратона // *Геотектоника*. 2006. № 3. С. 23–38.
2. *Белюсов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. – М.: Недра, 1982.
3. *Бондаренко П.М.* Физические модели центрально-симметричных структур // *Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока*. М., 1988. С. 144–148.
4. *Волчанская И.К.* Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. – М.: Наука, 1981.
5. *Гаврилов А.А.* Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. II. – Владивосток: Дальнаука, 1993.
6. *Гаврилов А.А.* Минерагеническая асимметрия и дисимметрия эндогенных СЦГ. Ст. 1. Принцип Кюри и размещение руд металлов и алмазоносных кимберлитов в очаговых системах // *Тихоокеанская геология*. 1999. Т. 18. № 1. С. 103–114.
7. *Геологическая карта России и прилегающих акваторий*, м-б 1:2 500 000. – М.: ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, 2008.
8. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы // *Проблемы глобальной геодинамики*. М., 1998. С. 69–98.
9. *Ежов Б.В., Худяков Г.И.* Морфотектоника геодинамических систем центрального типа (новая глобальная концепция). – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
10. *Ежов Б.В., Андреев В.Л.* Оруденение в морфоструктурах центрального типа мантийного заложения. – М.: Наука, 1989.
11. *Казанский В.И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. – М.: Недра, 1972.
12. *Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур / И.Н.Томсон, Н.Т.Кочнева, В.С.Кравцов и др.* – М.: Недра, 1984.
13. *Металлогения Карелии / Под ред. С.И.Рыбакова, А.И.Голубева.* – Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999.
14. *Моисеенко В.Г., Сахно В.Г.* Плюмовый вулканизм и минерагения Амурской мегаструктуры. – Благовещенск-Владивосток: АмурКНИИ, 2000.
15. *Невский В.А., Фролов А.А.* Структуры рудных месторождений кольцевого типа. – М.: Недра, 1985.
16. *Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Гурович В.Г.* Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // *Тихоокеанская геология*. 2009. Т. 28. № 4. С. 35–54.
17. *Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В.* Палеозойский гранитоидный магматизм восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и формирование крупных месторождений // *Тихоокеанская геология*. 2008. Т. 27. № 2. С. 46–61.
18. *Сафонов Н.И., Мецержаков С.С., Иванов Н.П.* Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1978.
19. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России // *Отечественная геология*. 2009. № 1. С. 48–52.

20. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа // Карта морфоструктур центрального типа территории СССР, м-б 1:10 000 000. Л., 1978.
21. Сухов В.И. Металлогеническое районирование территории Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 7–20.
22. Тектоника и глубинное строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий / А.С.Балуев, В.А.Журавлев, Е.С.Пржиялговский и др. // Геология полярных областей Земли: Мат-лы XLII Тектонического совещания. 2009. Т. 1. С. 37–41.
23. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
24. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднемезозойско-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 132–141.

УДК 553.41 (571.6)

© Л.В.Эйриш, 2014

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ВЫРАЖЕННОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ СТРУКТУР ПРИАМУРЬЯ, РОССИЯ

Л.В.Эйриш (Институт геологии и природопользования АмурНЦ ДВО РАН)

В структурах мезозойской тектономагматической активизации Приамурья золото рудных месторождений генерируется из фемических пород, а в складчатых толщах — из углеродистых алевропелитовых толщ. Первые проявляют себя магнитными аномалиями, вторые — нулевыми значениями магнитности. Но в обеих обстановках золоторудные месторождения фиксируются локальными отрицательными гравитационными аномалиями. Аналогичная тенденция проявлена и в региональных золотоносных структурах.

Ключевые слова: золотоносные структуры, золоторудные месторождения, гравитационные минимумы, магнитные максимумы, мезозойская активизация.

Эйриш Леонид Владимирович, neyrish@mail.ru

THE GEOPHYSICAL EXPRESSION OF GOLD STRUCTURES PRIAMURY, RUSSIA

L.V.Eirish

In the structures of the Mesozoic tectonic and magmatic activity Priamury gold ore deposits generated from femic rocks, and in folded strata — from carbonaceous aleuro-pelite thick. The first magnetic anomalies reveal themselves, and the second — the value zero magnetism. But in special environments gold deposits are fixed by local negative gravity anomalies. A similar trend is manifested in the regional gold-bearing structures.

Key words: gold structures, gold deposits, gravity minimums, magnetic maximums, Mesozoic activation.

Анализ геологических материалов Дальнего Востока России [6, 11–14] показал, что ареалы золотоносности (рудные месторождения, рудопроявления, геохимические ореолы золота, россыпи) пространственно ассоциируют с субстратами, образованными крупными объемами базитов, генетически обогащенных золотом в сравнении с породами кислого состава [9]. Это рудогенерирующие формации, из которых при метаморфизме и гидротермальной переработке пород может быть мобилизовано золото в количествах, достаточных для образования промышленных месторождений [2, 4, 8]. Мощные геосинклинальные складчатые углеродистые алевропелитовые формации содержат сингенетическое золото за счет его адсорбции из морской воды. Уже на ранних стадиях метаморфизма это золото может

быть мобилизовано в процессе углеродистого метасоматоза [7, 8]. Возможна мобилизация золота из участков глубинного взаимодействия гранитоидных масс с указанными выше продуктивными субстратами [1, 3, 5]. Гранитоиды повышенной основности натровых серий с высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа также могут быть продуцентами золота [6].

В региональном плане золотоносность (рис. 1, 2) приурочена к приконтактовым зонам положительных магнитных аномалий с отрицательными гравитационными аномалиями. Наиболее контрастно такая картина наблюдается в структурах тектономагматической активизации (ТМА) в Становой и Бурейской провинциях (Северостановая и Северобурейская золотоносные зоны), менее контрастно —

в складчатых геосинклинальных комплексах Джагдинской провинции (Верхнеселемджинская золотоносная зона), а также в Тукурингской зоне, где положительные магнитные аномалии невелики, разрознены и отвечают реликтам разрушенного в период мезозойской ТМА крупного блока магнитных пород. Именно с этими реликтами ассоциирует золотоносность (см. рис. 2).

Магнитные поля оконтурены в соответствии с картами (ΔT_a) Хабаровского края и Амурской области м-ба 1:2 500 000 (И.И. Шапочка и др., 1974 г.), аномального магнитного поля СССР м-ба 1:1 000 000 и 1:200 000 для Амуро-Зейских листов № 51 и № 52 (1965 г.), аномального магнитного поля СССР м-ба 1:2 500 000, лист № 11 (1977 г.).

Северостановая золотоносная зона (см. рис. 1, 2) окаймляет с юга Алданский щит и протягивается в широтном направлении на сотни километров. Она образована блоками архейских гранулитов, базальтов, амфиболитов, разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, местами перекрытых юрскими терригенными породами и прорванных крупными массивами натровых гранитоидов и диоритоидов.

Продукты раннемелового субвулканического магматизма сохранились от эрозии в незначительных объемах [11]. Ареал золотоносности Северостановой зоны с севера и частично с юга окаймлен положительными магнитными полями, по-видимому, соответствующими глубинному фемическому субстрату — вероятному источнику золота мезозойских месторождений (см. рис. 2), и повторяет конфигурацию регионального гравитационного минимума интенсивностью 50–70 мЛг. Подчеркнем, что золотоносность зоны сосредоточена в пределах гравитационных минимумов, а в полях магнитных пород она проявлена лишь в восточной части структуры, где эти породы широко развиты.

Отмеченные соотношения золотоносности и геофизических полей хорошо представлены на

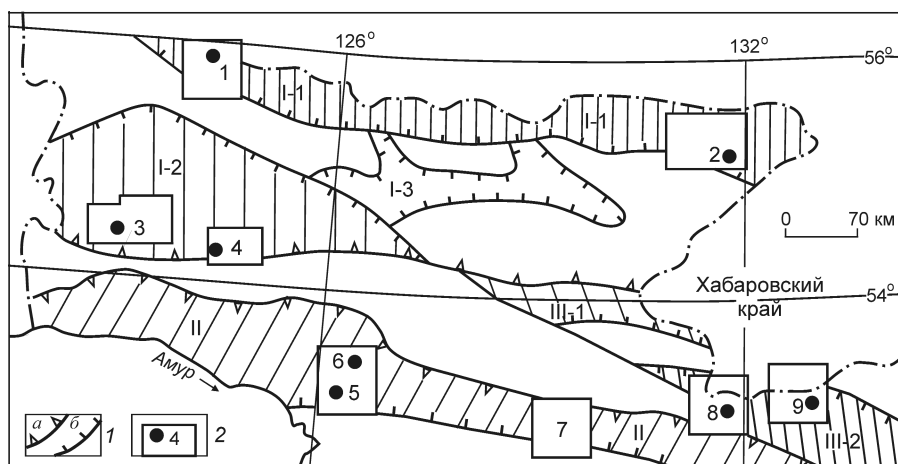


Рис. 1. Районирование золотоносных территорий региона:

I — границы золотоносных провинций (*a*) и зон (*b*); 2 — рассмотренные золотоносные участки и месторождения; *золотоносные провинции (зоны)*: I — Становая (I-1 — Северостановая, I-2 — Тукурингская, I-3 — Сугджарская), II — Буреинская (Северобуреинская), III — Джагдинская (III-1 — Унья-Бомская, III-2 — Верхнеселемджинская); *золотоносные участки*: 1 — Бамский, 2 — Колчеданный Утес, 3 — Березитовый, 4 — Кировский, 5 — Покровский, 6 — Пионер, 7 — Сохатинский, 8 — Маломыр, 9 — Токур

участках Бамский и Колчеданный Утес (рис. 3), в которых находятся одноименные месторождения.

Бамский участок находится в западной части золотоносной зоны в пределах Апсаханского золотоносного района, вблизи осевой части Станового хребта в бассейне р. Чюльбангро. Он сложен раннедокембрийскими гнесовыми комплексами, прорванными позднеархейскими гранитоидами повышенной основности, многочисленными дайками порфиринов и монзонит-порфиринов мезозойского возраста. Золотоносность района фиксируется крупной геохимической аномалией (11×3 км), образованной потоками рассеяния Au, Ag, Bi, Cu, Pb, Zn, As [11].

Бамское месторождение расположено в мигматитах, биотит-роговообманковых гнейсах, амфиболитах, прорванных граносиенит-порфирами, диоритовыми порфиритами, лампрофирами, и приурочено к тектонической зоне под крутопадающим (50°) экраном гнейсовидных гранитов и мигматитов. Это крупный линейный штокверк восток–северо-восточного простирания длиной 4 км, шириной до 300–400 м. Оруденелые прожилковые залежи и кварцевожильные образования мощностью десятки метров протягиваются на расстояние до 0,5 км. Обычные мощности рудных тел 3–9 м (до 18,8 м), содержание Au 6–15 г/т. Отношение Au/Ag в рудах 1:3. Золото пылевидное и тонкое, проба 711–955‰. Основные рудные минералы — пирит, шеелит, халькопирит,

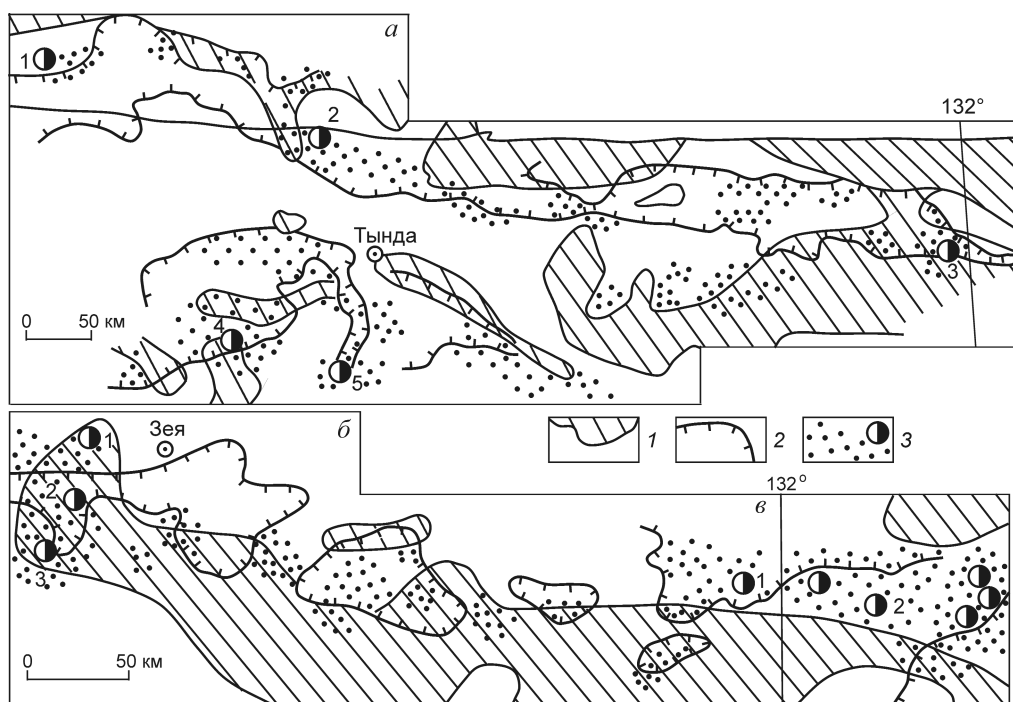


Рис. 2. Соотношение золотоносности и геофизических полей в Становой провинции (а), Северобуреинской (б) и Верхнеселемджинской (в) зонах:

1 — региональные положительные магнитные аномалии; 2 — отрицательные гравитационные аномалии; 3 — золотоносные площади, золоторудные месторождения: в Становой провинции — Скалистое (1), Бамское (2), Колчеданный Утес (3), Березитовое (4), Кировское (5), Северобуреинской зоне — Боргуликан (1), Пионер (2), Покровское (3), Верхнеселемджинской зоне — Маломыр (1), Токур (2)

тетраэдрит, теннантит, теллуриды. Кроме золота, в рудах содержатся, %: W 0,01–0,8, Cu 0,02–3, Pb до 0,6, Mo, Bi, Sb, Zn 0,00n–0,0n. Возраст оруденения коррелируется с возрастом даек (K_1).

Месторождение приурочено к центральной части локального гравитационного минимума, осложняющего региональную структуру гравитационного разуплотнения восток–юго-восточной ориентировки. В осевой части этой структуры расположены крупная геохимическая аномалия и рудопроявления золота (см. рис. 3). В пределах локального гравитационного минимума выделяется положительная магнитная аномалия размером 12×8 км, возможно, свидетельствующая о присутствии на глубине фемических пород — вероятных источников золота и его спутников, сформировавших Бамское месторождение. Предполагается, что более масштабная материнская фемическая структура разрушена в условиях мезозойской ТМА.

Участок Колчеданный Утес (Купуринский) находится в верховьях руч. Сологу-Чайдах (бассейн р. Кун-Манье) на южных отрогах Станового хребта [11]. В районе развиты архейские гнейсы и кристаллические сланцы основного состава с про-

слоями амфиболитов, мраморов, кальцифиров, гранат- и графитсодержащих пород, прорванных архейскими ультрабазитами, пироксенитами, габбро-диабазами, массивами меловых гранодиоритов, диоритов, дайками порфириров и спессартитов. На площади одноименного месторождения длиной 5 км и шириной 1,5–2 км фиксируется система сближенных линейных минерализованных зон северо-западного направления. Многочисленные кварц-пиритовые и пиритовые жилкообразные тела имеют мощность до 2,5 м и северо-восточное падение под углами 20–60°. Золото-сульфидные тела локализованы в карбонат-серицит-кварцевых метасоматитах. Содержание пирита в рудах 20–80%, халькопирита 5–15%, также присутствуют магнетит, сфалерит, пирротин. Содержание Au в рудах 5–20 г/т, Ag 6–20 г/т, отмечаются Cu 0,н%, теллуриды золота, платиноиды, Pb, Zn, В, Sb. Широко проявлены процессы окварцевания, кварц-пиритовые, кварцевые жилы, часто с высоким содержанием золота. Детальные геологоразведочные работы на рудном поле не проводились.

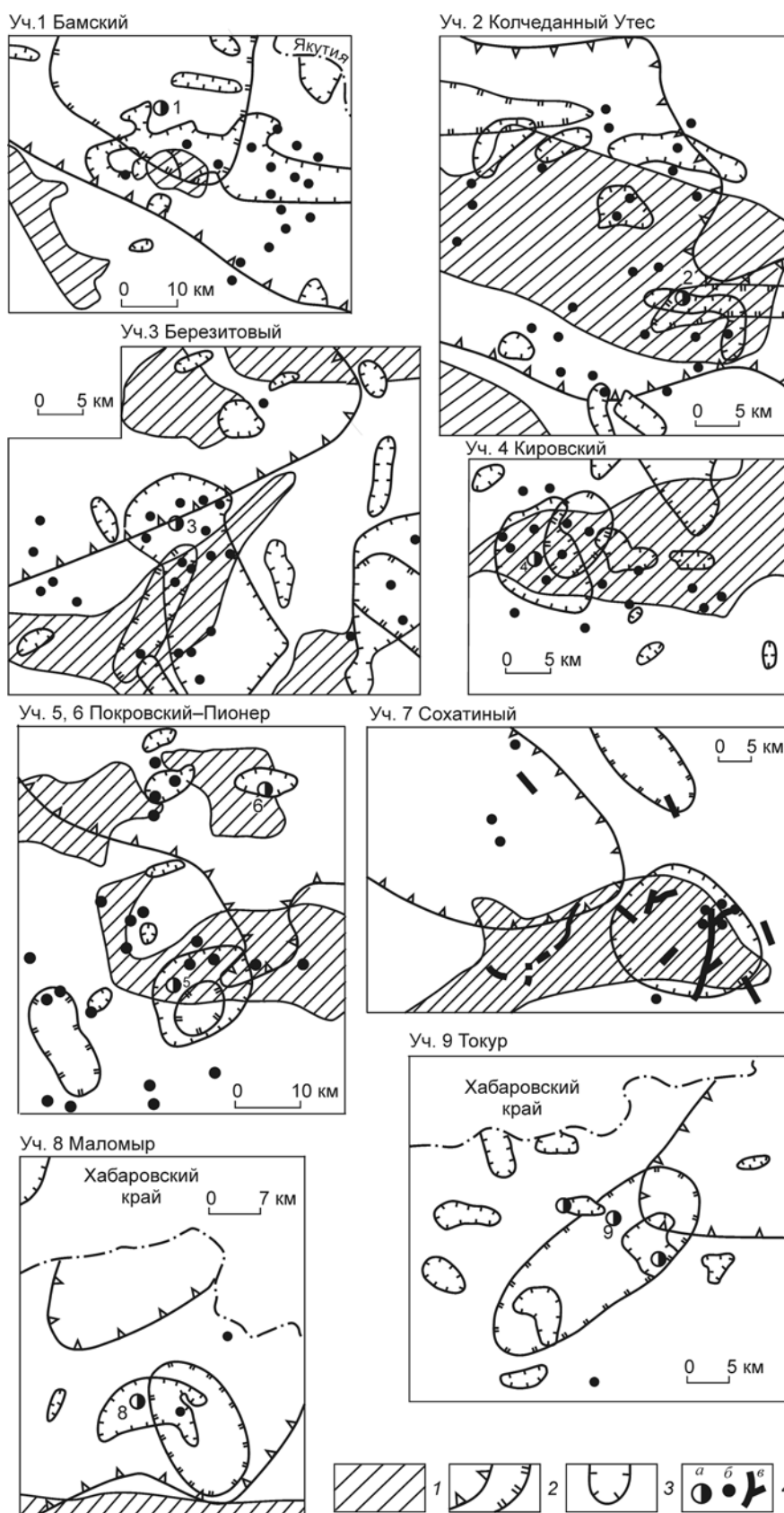
Купуринский золотоносный район, как и Бамский, приурочен к региональному (Северостано-

вому) гравитационному минимуму (см. рис. 2). В его пределах магнитная аномалия длиной >40 км, шириной 15 км коррелирует с повышенной основностью древних комплексов и, вероятно, указывает на наличие магнитных пород на глубине. Этот магнитный блок является частью более обширной региональной структуры, в пределах которой проявлено золотое оруденение Тукурингской и Сугджарской золотоносных зон [11]. Месторождение Колчеданный Утес приурочено к узкому широтному локальному гравитационному минимуму в осевой части регионального минимума.

Тукурингская золотоносная зона (см. рис. 1, 2) в горах Тукурингра имеет длину 350 км, ширину до 125 км. На 60–70% она сложена преимущественно юрскими гранитоидами, прорывающими раннедокембрийские гнейсовые комплексы, играющими роль фундамента для интрузивов. На северо-востоке зона ограни-

Рис. 3. Соотношения золотоносности и геофизических полей в структурах тектономагматической активизации (участки 1–7), складчатых толщах геосинклинального типа (участки 8, 9):

1 — положительные магнитные аномалии; 2 — гравитационные минимумы (а — региональные, б — локальные); 3 — ареалы геохимических потоков рассеяния золота; 4 — золоторудные объекты (а — месторождения, б — рудопроявления, в — россыпи)



чена Джелтулакским глубинным разломом с мощной зоной диафторированных пород, на юге — Южно-тукурингским разломом, к которому тяготеет Тукурингская золотоносная зона. Раннеархейские толщи представлены гнейсами основного и кислого составов, амфиболитами, а также мигматитами. В золотоносных районах породы древнего фундамента диафторированы, в тектонических зонах гидротермально изменены — березитизированы, пропицитизированы. В Тукурингской зоне преобладает золотое оруденение гипабиссального генезиса (месторождения Березитовое, Кировское и др.) [11].

Участок Березитовый (и одноименное золоторудное месторождение) расположен на левобережье р. Амур в междуречье Ольдоя и Хайкты. Древний фундамент здесь представлен раннепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами преимущественно основного состава, прорванными протерозойскими гранитоидами и метагабброидами, а также позднеюрскими гранодиоритами, перекрытыми вулканитами того же возраста. Породы верхнего этажа на площади месторождения эродированы. Рудная зона — гранат-кварц-серицитовые метасоматиты с золото-полиметаллической минерализацией — локализована в древних тектонически нарушенных плагиогранитах и гранодиоритах. Мощность зоны от 10 до 110 м, простирание северо-западное при крутом падении. Основные рудные минералы — сфалерит, галенит, золото, пирит, пирротин, второстепенные — марказит, аргентит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, висмутин, самородная медь, станнин и др. Золото самородное, редко в теллуридах, средняя проба 747‰. Свободного золота в руде 10–24%, в сростках с сульфидами 80%. Содержание Au в сфалерите до 70, в галените 57–122, в пирите до 56 г/т. Промышленный интерес представляют Au, Ag, Zn, Pb, Cd, Cu. Возраст оруденения оценивается в 130 млн. лет [11]. Месторождение обрабатывается.

Участок расположен в южной части Тукурингского гравитационного минимума, а собственно Березитовое месторождение фиксируется локальным минимумом силы тяжести север-северо-западной ориентировки, пересекающим блок магнитных пород (см. рис. 3). В непосредственной близости от этого пересечения кроме Березитового месторождения находятся также многочисленные золоторудные проявления и обширный геохимический ареал потоков рассеяния золота. Еще несколько магнитных аномалий отмечаются севернее и южнее. Вероятно, они связаны с единой региональной магнитной структурой (Тукурингской), разрушенной в период юрско-меловой ТМА.

Кировский участок (Соловьевский золотоносный район) находится в 60 км к востоку от Березитового (см. рис. 3) в верховьях р. Джалинда, правого притока р. Уркан. В его центре — Кировское месторождение, которое обрабатывалось с дореволюционного времени до 1962 г. Оруденение пространственно и генетически связано с Джалиндинским интрузивным массивом диоритов (1-я фаза) и гранодиоритов (2-я фаза) раннемелового возраста, прорывающим кристаллический фундамент, сложенный раннепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. На юге массив прорывает дислоцированные вулканогенно-осадочные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Длина массива 8–10 км, ширина 5–6 км, ориентировка меридиональная [11]. Рудное поле охватывает южную часть массива, частично песчано-глинистые породы экзоконтакта. Оно образовано многочисленными (>300) кварцевыми жилами, из которых лишь несколько десятков эксплуатировались. Длина жил до 600–700 м, мощность до 1,5 м, в среднем 0,3 м, падение крутое. Месторождение отработано до глубины 200 м. Рудные жилы сложены кварцем с вкрапленностью арсенопирита, халькопирита, висмутина, пирита, магнетита, сфалерита, тетрадимита, шеелита, пирротина, редко самородного висмута, блеклых руд, энаргита и золота. Выделяются жилы мало- и умеренно сульфидные. Высокие содержания золота отмечаются в породах с висмутовой и медной минерализацией. В рудах преобладает мелкое (до 1 мм) золото 920–970‰ пробы. Кроме золота, в рудах содержатся, %: Bi, As 1,6, Cu 0,9, Zn 1,8, Pb 2, Sb 1,5, W 0,4, Sn 0,1, Ni 0,6; Ag до 134 г/т.

Соловьевский золотоносный район приурочен к западному окончанию крупной широтной магнитной аномалии. Здесь известны многочисленные золоторудные проявления и геохимические аномалии золота (см. рис. 3). В центре одной из них находится Кировское месторождение, пространственно ассоциирующее с контрастным локальным (10×12 км) гравитационным минимумом.

Северобуреинская (II) золотоносная зона (см. рис. 1, 2) расположена на северной оконечности Буреинского массива, фундамент которого образован докембрийскими гранитно-метаморфическими комплексами, обнажающимися в орогенных поднятиях. Метаморфизм пород от эпидот-амфиболитовой фации до амфиболитовой. Раннепротерозойские образования — вулканогенно-терригенные породы зеленосланцевой фации метаморфизма и метавулканиды основного состава с железорудными проявлениями. В рифей-раннекембрийское время формировались терригенно-карбонатные и вулканогенно-терриген-

ные прогибы геосинклинального типа, а в палеозой-раннемезозойское — наложенные прогибы, выполненные литологически пестрыми терригенными формациями. В позднем палеозое внедрились гигантские массы гранитоидов, в основном гранодиориты, менее габброиды, диориты, граниты. В мезозое (триас–мел) возникли краевые прогибы — прибрежно-морские (флишеидные) и континентальные угленосные, а в орогенный этап — брахиформная складчатость. В результате мезозойского орогенеза сформировались вулканоплутонические структуры с субвулканическими и гипабиссальными проявлениями золота, например месторождения Покровское и Пионер (Тыгда-Улунгинский район) в верховьях рек Тыгда и Улунга соответственно в 60 и 50 км от г. Зея.

Покровское месторождение (см. рис. 3) локализовано на контакте раннемеловых гранитоидов (граниты, гранодиориты, монзониты) с более молодыми, но также раннемеловыми субвулканическими дацитами. И те и другие прорывают верхнеюрские алевриты и аргиллиты. Зоны интрузивных и стратиграфических контактов пологие (до горизонтальных), интенсивно окварцованы и включают линзовидные (и пластовые) рудные тела, на 97–98% состоящие из кварца, маломощных жил и зон прожилков в околорудных измененных породах. Текстуры руд полосчатые, брекчиевые. Мощность рудоносных зон 30–50 до 80 м, рудных тел 8–9 м. Содержание в рудах Au 7–8, Ag 6–11 г/т. Видимое золото наблюдается в кварце и микробрекчиях. Размер выделений 0,001–0,1 мм, проба 665–695‰. Прочие рудные минералы (до 0,5%) — пирит, марказит, халькопирит, арсенопирит, редко галенит, сфалерит и др. Абсолютный возраст оруденения 131 млн. лет (Rb-Sr метод). Месторождение успешно эксплуатируется.

Месторождение находится на западном окончании регионального Северобуреинского магнитного максимума и контрастно фиксируется локальными гравитационными минимумами, имеющими форму круга и сапога (см. рис. 3). В поле магнитного максимума — золоторудные проявления и контрастный ареал геохимических потоков золота.

В 35 км к северу от Покровского расположено месторождение Пионер (см. рис. 3), рудоносные зоны которого ассоциируют с раннемеловыми дайкообразными субвулканическими телами гранит-порфиров и диоритовых порфиритов, прорывающими сравнительно крупные интрузивные тела магнитных разнородных биотит-роговообманковых гранодиоритов и кварцевых диоритов. Рудоносные зоны выполнены тектоническими брекчиями с кварц-палеовшатовым, кварцевым и кварц-карбонатным цементом и секут интрузивные породы, а

также блоки позднеюрских песчано-глинистых пород. Длина оруденелых зон >1,5 км, ширина до 300 м. Мощность зон интенсивного прожилкования от 2–3 до 50–60 м. В кварце присутствует барит. Размер выделений золота 0,1–1 мм, средняя проба 873‰ (Пионерская зона) и 821‰ в рудах (Бахмутская зона). С золотом ассоциируют пирит, реже пирролизит, самородная медь, халькопирит, халькозин, арсенопирит. Среднее содержание Au в рудах 1,4–2,3, Ag 2,7–4 г/т.

Месторождение размещается в блоке магнитных пород, фиксируемых отрицательной гравитационной аномалией регионального масштаба, возможно, связанной с Покровским локальным минимумом («сапог»). В районе месторождения выявлены геохимические потоки рассеяния золота. В сравнении с Покровским месторождением Пионер считается более глубинным и более глубоко эродированным.

Сохатинский участок (см. рис. 3) в междуречье Нора и Орловка сложен палеозойскими гранитоидами и рифейско-нижнепалеозойскими песчаниковыми комплексами, которые перекрыты раннемеловыми андезитами и терригенными породами, прорванными дайками порфировых пород. В районе развиты промышленные золотоносные россыпи, известно несколько золоторудных проявлений. Например, Водораздельное с оруденением в амфиболизированных позднепротерозойских габброидах, прорванных многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и лампрофиров. В залежи пироксен-гранат-пиритовых и эпидот-гранат-пиритовых пород вскрыто магнетитовое рудное тело мощностью 3–5 м, протяженностью 400 м, содержащее Cu до 4,3% на мощность 2 м, Au 0,01–10 г/т на мощность 0,5 м, а также Mo, Pb, Zn, W, Bi.

На участке выявлена контрастная положительная магнитная аномалия длиной 50 км и шириной 10–15 км, в пределах которой сосредоточены почти все золотоносные россыпи, большинство рудопроявлений и обширный ареал геохимических потоков рассеяния золота. Золотоносность также сопряжена с гравитационными минимумами (см. рис. 3). Участок перспективен на рудное золото.

Верхнеселемджинская (III) золотоносная зона (см. рис. 1, 2) находится в восточной части Джагдинской складчатой области (и одноименной золотоносной провинции), образующей внутриконтинентальную структуру между Алдано-Становым щитом и Буреинским массивом. В начальный период развития структура заполнялась песчано-глинистыми, частично углистыми, иногда кремнистыми и базальтоидными формациями. В результате последующей складчатости, метаморфизма (до

зеленосланцевой фации, редко более высокой) и гидротермальной деятельности углеродистое вещество было перераспределено и сконцентрировано в куполовидных антиклиналях, структурах периклинальных замыканий и проч. [6, 7]. Возраст пород складчатого комплекса палеозойский. Они прорваны позднепалеозойскими гранитоидными массивами и штоками. Золотоносность сопряжена с узлами пересечения широтных структур, поперечных, диагональных разломов (и флексур) с шарнирами рудоносных антиклиналей, часто куполовидных. Здесь же внедрены в складчатую структуру штоки диоритоидов и дайки позднеюрских порфириров, секущих и метаморфизирующих золоторудные тела. Крупный пострудный гравитационный минимум (Баджальско-Ямалинский) пересекает Джагдинскую золотоносную структуру. На поверхности ему соответствует также крупный меловой калиевый гранитоидный массив. В результате золотое оруденение региона было метаморфизовано, золото укрупнено, его проба стала более высокой на обширной территории. В связи с последующими поднятиями и размывом золотоносных структур сформировались богатейшие россыпные районы — Ниманский, Кербинский, Верхнеселемджинский [6].

Маломырский участок (с месторождением Маломыр) расположен в верховьях р. Нижняя Стойба на западе Верхнеселемджинской золотоносной зоны. Палеозойские дислоцированные и метаморфизованные в зеленосланцевой фации осадочные породы слагают антиклиналь широтного простирания с относительно пологим южным и крутым северным крыльями [11]. Низы разреза сложены преимущественно метапесчаниками, средняя часть — метаалевролитами, графитистыми аргиллитами, зелеными сланцами, верхняя — метапесчаниками. Породы прорваны мезозойскими дайками порфировых пород среднего и кислого составов. Рудные тела сосредоточены в зоне Диагональная, наклоненной на северо-запад под углами 25–30°. Зона выполнена слабо сульфидизированными (пирит, арсенопирит) перемятыми и подробленными до брекчий породами, пронизанными прожилками (1–10 мм) кварца с зернами сульфидов (2–5%). Рудные минералы — пирит, игольчатый арсенопирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, марказит, халькозин, редко вольфрамит. Золото (зерна до 0,05 мм, редко более) ассоциирует с пиритом и арсенопиритом. Зона Диагональная прослежена по простиранию на 4,2 км при мощности 60–100 м, разбурена на глубину до 270 м. В ее пределах оконтурена рудная залежь длиной 2 км, мощностью 3–12 м, прослеженная по падению на глубину 260–350 м. Рядовые содержания Au в зоне 1–3 г/т, местами выде-

ляются рудные тела мощностью 3–8 м с содержанием Au 4–8 г/т (до 15 г/т). Слабо золотоносны (0,4–0,9 г/т) почти все породы зоны. Золото из руд извлекается прямым цианированием.

Маломырский район и одноименное месторождение находятся в складчатой структуре геосинклинального типа, в пределах которой оконтурено региональное положительное магнитное поле. Золотые проявления (месторождение, промышленные россыпи, ареалы геохимических потоков, рудопроявления) ассоциируют с локальным минимумом силы тяжести — фрагментом крупного минимума, расположенного севернее. Предполагается, что золото в рудах концентрировалось из окружающих углеродистых сланцев в результате их тектонической и гидротермальной переработки под воздействием глубинной гранитоидной интрузии [7]. Маломырское месторождение — масштабный объект, пригодный для открытой разработки крупным предприятием.

Токурский участок и месторождение Токур (см. рис. 3) находятся в бассейне руч. Малый Караурак, левого притока р. Селемджи, в 100 км к востоку от Маломыра [10]. Месторождение эксплуатировалось с 1939 г. около 60 лет, добыто порядка 35 т Au. Вмещающие палеозойские складчатые песчано-глинистые (с кремнями) породы слабо метаморфизованы (цеолитовая фация). Ими сложено южное крыло Челогорской антиклинали, наклоненное на юг под углами 30–40°. Рудные тела приурочены к субогласным со слоистостью тектоническим зонам под экраном (и в экранах) алевроаргиллитовых пачек. В них обломки и линзы вмещающих пород сцементированы кварцем с рудными минералами до 1–3% (пирит, арсенопирит с редкой примесью сфалерита, галенита, халькопирита, шеелита, пирротина, блеклых руд). Количество шеелита с глубиной увеличивается. На верхних горизонтах видимое золото сконцентрировано в кварце. Его средняя проба 700‰, на глубоких горизонтах она выше (до 800‰). Промышленные жилы залегают преимущественно в зоне контакта толщ — нижней песчанковой и верхней аргиллитовой. Рудные жилы часто образуют зоны мощностью 25–90 м. Рудные жилы прорваны многочисленными позднеюрскими дайками диоритовых, диабазовых порфириров и более молодыми штоками кварцевых диоритов.

Как и на Маломыре, на Токурском участке отсутствуют положительные магнитные аномалии. Видимо, на глубине нет объемных фемических структур. Рудное поле контролируется локальным гравитационным минимумом, являющимся апофизой более крупной гравитационной аномалии. По геофизическим данным на глубине 1,5–7 км окон-

турена гранитоидная интрузия (шток), с которой связывается формирование Токурского месторождения.

Подобные геолого-геофизические особенности расположения золоторудных месторождений характерны и для других дальневосточных регионов [6, 12]. Например, Нежданинское и некоторые другие месторождения локализованы в пределах крупнейшего Куйдусунского (Верхнеохотского) гравитационного минимума, месторождения Каральвеем, Озерное, Майское — в Анойском минимуме. Месторождения Камчатки (Аметистовое, Тутхливаям, Озерновское, Агинское, Мутновское и др.) приурочены к осевой части Центральнокамчатского минимума, секущего контрастную положительную магнитную аномалию. За пределами магнитных пород золоторудные месторождения на Камчатке отсутствуют. Локальные гравитационные аномалии контролируют местоположение месторождений Куранах и Лебединое (Якутия), Рукосуевское (Сахалин), Прасоловское, Фриз (Курильские острова). В пределах магнитных аномалий локализованы субвулканические месторождения Многовершинное, Белая Гора (Нижний Амур), Лермонтовское, Дурминское, Приморское, Ягодное (Приморье), часто в связи с локальными гравитационными минимумами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геолого-генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах / Н.К.Курбанов, Ч.Х.Арифуров, П.Г.Кучеровский и др. // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 55–69.*
2. *Ермолаев Н.П., Никифоров А.В., Хорошилов В.Л. Баланс масс золота и сопутствующих компонентов при формировании сульфидно-вкрапленного месторождения Кумтор (Восточная Киргизия) // Руды и металлы. 1994. № 1. С. 37–44.*
3. *Конников Э.Г., Эпельбаум М.Б., Миронов А.Г., Кананин С.В. Поведение золота в процессе смешения ос- новных и кислых расплавов (Экспериментальные данные) // Геохимия. 1986. № 12. С. 1736–1742.*
4. *Коробейников А.Ф., Миронов А.Г. Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1992.*
5. *Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. – М.: Наука, 1979.*
6. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996.*
7. *Парада С.Г., Парада Л.Ф. Проявление вкрапленного золотосульфидного оруденения в черносланцевых толщах // Геология рудных месторождений. 1988. № 4. С. 110–115.*
8. *Щербаков Ю.Г. Источники вещества и типизация месторождений золота // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск, 1979. Вып. 449. С. 33–41.*
9. *Щербаков Ю.Г. Геохимические индикаторы прогноза месторождений золота // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология и пр. Улан-Удэ, 2004. С. 250–252.*
10. *Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Золоторудное месторождение Токур (Дальний Восток, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 1. С. 42–58.*
11. *Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). – Владивосток: Дальнедра, 2002.*
12. *Эйриш Л.В. О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 53. С. 250–260.*
13. *Эйриш Л.В. Закономерности локализации и принципы прогнозирования золоторудных месторождений на Дальнем Востоке России // Руды и металлы. 2012. № 1. С. 5–16.*
14. *Эйриш Л.В. Эволюция золоторудных систем Дальнего Востока России // Руды и металлы. 2013. № 1. С. 6–16.*

УДК 553.493.6:552.5 (474)

© Коллектив авторов, 2014

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ДИКТИОНЕМОВЫХ СЛАНЦАХ И ОБОЛОВЫХ ПЕСЧАНИКАХ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАСЕЙНА**В.И.Вялов, Е.Г.Панова, Е.В.Семенов (ФГУП «ВСЕГЕИ»), М.И.Гамов, Ю.В.Попов (ЮФУ), Д.С.Ключарев (ФГУП «ИМГРЭ»)**

*Исследованы составы оболочковых песчаников (фосфоритов) и диктионемовых сланцев Прибалтийского осадочного бассейна. В них определены повышенные содержания редкоземельных металлов, достигающие в фосфоритах в сумме с Y минимально-промышленного уровня. Основным источником металлов в оболочковых песчаниках служит фосфоритизированный детрит раковин *Obolus*. В диктионемовых сланцах редкоземельные металлы содержатся в карбонат-фтор-апатите обломков раковин, в мелких кристаллах апатита. Оболочковые песчаники могут рассматриваться как новый генетический тип промышленного оруденения на редкоземельные металлы.*

*Ключевые слова: оболочковые песчаники (фосфориты), диктионемовые сланцы, редкоземельные металлы, иттрий, карбонат-фтор-апатит, фосфатный цемент, детрит раковин *Obolus*, кристаллы апатита, генетический тип промышленных редкоземельных руд.*

Вялов Владимир Ильич, Vladimir_Vyalov@vsegei.ru, Панова Елена Геннадиевна, elena-geo@list.ru, Семенов Евгений Владимирович, Гамов Михаил Иванович, gamov@sfedu.ru, Попов Юрий Витальевич, Ключарев Дмитрий Сергеевич, sacsaul@pochta.ru

RARE EARTH METALS IN DICTYONEMA SHALE AND OBOLOUS SANDSTONE IN BALTIC BASIN**V.I.Vyalov, E.G.Panova, E.V.Semenov, M.I.Gamov, Yu.V.Popov, D.S.Klucharev**

*Are investigated structure sandstones with *Obolus* (phosphorites) and Dictionema shales of Baltic sedimentary basin. In them the raised maintenances of rare-earth metals reaching in phosphorites in the sum with Yttrium of is minimum-industrial level are defined. The basic source of metals in *Obolus* sandstones is phosphate detritus of *Obolus* shells. In Dictionema shales rare-earth metals contain in carbonate-fluorine-apatite of fragments of *Obolus* shells, in small crystals of apatite. *Obolus* sandstones (phosphorites) can be considered as genetic type of new industrially ores on rare-earth metals.*

*Key words: *Obolus* sandstones (phosphorites), Dictionema shales, rare-earth metals, yttrium, carbonate-fluorine-apatite, phosphatic cement, phosphate detritus of *Obolus* shells, apatite crystals, genetic type of industrially ores on rare-earth metals.*

Диктионемовые (или черные) сланцы и песчаники с обломками раннеордовикских раковин *Obolus* (тремадокский ярус, пакерортский горизонт) широко распространены в Ленинградской области. Диктионемовые сланцы (ДС) являются потенциальным энергетическим низкосортным топливом (теплотворная способность 1060–1300 ккал/кг, выход смолы ~3%, ее теплота сгорания 8800–9600 ккал/кг), а также потенциальным сырьем для получения урана (бедные или убогие урановые руды), редких и рассеянных элементов [2, 3]. Оболочковые пески и песчаники (ОП) еще с XIX в. рассматриваются и используются как сырье для производства фосфорных удобрений. Месторождения и проявления фосфоритов с фосфатизированными обломками раковин *Obolus* и валовым содержанием $P_2O_5 > 3-15\%$ также многочисленны в Ленинградской области (Кингисеппское и др).

Нами исследовался петрографический, химический и геохимический составы >130 проб ДС и ОП, отобранных из скважин и обнажений на территории Ленинградской области. В процессе аналити-

ческих исследований методом ICP-МС в них определены повышенные содержания редкоземельных металлов (РЗМ), в сумме с Y вплоть до уровня минимально-промышленных и более в ОП (табл. 1). Полученные данные по извлеченному из ОП детриту раковин *Obolus* показали ураганную концентрацию РЗМ в обломках до 2,52 кг/т. Подобное отмечено и по данным [1] по Эстонии.

Таким образом, ОП (фосфориты), а также ОП+ДС совместно можно рассматривать как руду на редкоземельные металлы. В этой связи следует разобраться с формами нахождения РЗМ в ДС и ОП и условиями их рудогенеза. Для этого выполнялись электронно-микроскопические исследования на электронном микроскопе VEGAИЛМУ фирмы Tescan, совмещенные с микроанализом. Основной химический состав сланцев и оболочковых песчаников (фосфоритов) по скважинам, в том числе обломков раковин (табл. 2), определялся рентгеноспектральным флуоресцентным анализом (XRF).

Основной петрографический (минералогический) состав *диктионемовых сланцев* — кварц,

1. Содержание РЗМ в дикинонемовых сланцах и оболовых песчаниках (данные масс-спектрометрии)

Среднее/Элемент	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
ДС (n=88)	31,61	73,48	9,36	39,62	8,50	1,96	8,58	1,36	8,28
ОП (n=30)	56,86	131,46	14,76	63,26	13,59	3,01	15,93	2,33	12,90
Среднее/Элемент	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Оценочные концентрации*, г/т, Σ РЗЭ+У (в металле)		
ДС (n=88)	1,72	4,78	0,65	4,34	0,54	50,21	340 (кварц-лейкоксеновые песчаники Яренского месторождения)		
ОП (n=30)	2,38	6,12	0,70	4,00	0,49	73,64	401,45/206-808,5		

*Минимально-промышленные концентрации приведены из Государственного баланса запасов месторождений полезных ископаемых Российской Федерации (выпуск по редким землям).

полевой шпат (микроклин, санидин), иллит, сульфиды железа. Под электронным микроскопом фиксируются кварц, полевые шпаты, сульфиды, обломки раковин *Obolus* (фосфатизированные), иногда мелкие кристаллики апатита, единичные зерна монацита (рис. 1). Фосфорит двух типов: карбонат-фтор-apatит обломков раковин (см. табл. 2), имеются концентрации Ca, P, F; апатит в виде мелких кристаллов часто диагностируется в ДС при электронно-микроскопических исследованиях. Редкоземельные металлы образуют положительную корреляционную связь с фосфором (0,27 при $n=40$, а критический коэффициент корреляции Пирсона КрКП равен 0,26 при уровне значимости 0,95). Это свидетельствует о локализации РЗМ в фосфорите в указанных разновидностях апатита. Определенный вклад в общее содержание РЗМ в ДС вносят собственные минералы РЗМ, в частности монацит.

Положительные корреляционные связи РЗМ в ДС с другими металлами следующие:

Σ РЗЭ – Ge 0,65, Σ РЗЭ – Th 0,42, Σ РЗЭ – U 0,45, т.е. Ge, U и Th в фосфоритах — основных носителях РЗМ — в ДС тоже присутствуют.

В составе *оболовых песчаников* зерна кварца и фосфоритизированный детрит раковин *Obolus*, часто инкрустированный мелкими сульфидами, сцементированы кальцитовым базальным, местами поровым цементом с обилием микрозерен сульфидов железа (рис. 2, а).

Обычной примесью в кальците являются Fe (0,2–0,4 вес. %), Mg (0,2–0,6%) и Mn (0,1–0,3%). На фоне массивной основной массы породы отмечаются фосфоритовые микростяжения, насыщенные сульфидами (см. рис. 2, б). Кварцевые и детритовые обломки цементируются фосфатом, при этом терригенные частицы часто обрамляются дисульфидами железа, которые, в свою очередь, цементируются фосфатами (см. рис. 2, в). Пылевидная вкрапленность сульфидов железа подчеркивает зональное строение (см. рис. 2, г).

В фосфатной массе цемента и фосфатизированного детрита сульфиды образуют не только рассеянную тончайшую вкрапленность, но и нарастают на поверхность терригенных зерен в поровом пространстве, формируя сращения хорошо ограненных таблитчатых кристаллов марказита и пирита. В качестве примесей (<1%) в пирите и марказите спорадически встречаются As и Ni. В микропоровом пространстве обнаружены также единичные микроагрегаты (<5 мкм) самородного серебра (см. рис. 2, д), нарастающие на поверхность апатитовых зерен. Среди массивной массы сульфидов присутствуют единичные зерна железистого сфалерита, цериевого монацита и фаз оксида урана.

2. Основной химический состав диктионемовых сланцев и фосфоритов, мас, %

Компоненты	Диктионемовые сланцы				Оболовые песчаники (фосфориты)		Обломки раковин <i>Obolus</i>	
	Номера скважин (число проб)				47 (3)	58 (1)	47 (2)	58 (2)
	44 (18)	46 (14)	48 (7)	59 (1)				
SiO ₂	63,54	60,86	57,83	56,80	78,12	81,92	0,58	0,65
Al ₂ O ₃	8,71	8,84	8,85	10,40	0,21	0,20	0,13	0,1
TiO ₂	0,59	0,59	0,60	0,77	0,03	0,02	0,13	0,12
Fe ₂ O ₃	5,70	6,47	8,27	7,53	0,66	0,92	1,23	1,11
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,13	0,11
MgO	0,82	0,94	0,98	1,16	0,19	0,14	0,7	0,6
CaO	2,60	4,30	3,49	1,45	8,91	7,53	48,5	50,1
Na ₂ O	0,12	0,11	0,21	0,13	0,14	0,12	1,1	1,07
K ₂ O	4,96	5,05	5,01	5,60	0,07	0,07	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,42	0,60	0,64	0,91	6,65	5,40	38,2	37,4
F	-	-	-	-	1,64	1,28	3,49	3,5
CO ₂	-	-	-	-	0,76	0,64	2,99	2,54
ППП	12,21	11,91	13,68	14,80	2,14	1,66	2,49	2,54
Сумма	99,68	99,62	99,53	99,60	99,55	99,95	99,69	99,8

Состав фосфоритов представлен двумя генерациями апатита: карбонат-фтор-апатитовая смесь замещает детрит раковин (см. рис. 2, а, б); в виде фосфатного цемента стяжений встречается зональный или натечный гидроксил-апатит (?) (см. рис. 2, в, з).

Концентрации РЗЭ имеют высокую (0,72–0,76) положительную связь с фосфором и кальцием (что доказывает их нахождение в апатите), оксидами Na, Mg, Fe, Mn, Ti, а также со Sc. С глинистой составляющей (оксиды Al и K), V и Cr корреляция РЗЭ резко отрицательная (табл. 3).

Условия формирования РЗМ диктионемовых сланцев и оболочных песчаников. По РЗМ рассчитаны геохимические индикаторы (по обзору [4]). Геохимические индикаторы и их значения следующие: $\Sigma Ce/\Sigma Y$ 2,9, Ce/Ce* 3,7, La/Yb 10,6, Eu/Eu* 0,2.

Отношение Ce/Y позволяет различать континентальные и морские осадки, что обусловлено фракционированием REE в процессе седиментации. Легкого лантанаида (Ce) в ДС почти в 2,5 раза больше, чем тяжелого (Y), что предполагает условия осадконакопления вблизи континента.

Цериевая аномалия (Ce/Ce*) в глинистых породах служит геохимическим индикатором обстановок осадконакопления. Коэффициент >1 указывает на то, что осадконакопление происходило в пассивной окраинно-континентальной обстановке. Положи-

тельные аномалии Ce также говорят об условиях формирования в воде с нормальной соленостью, так как в морской воде церий переходит в растворимую форму.

По отношению La/Yb можно дифференцировать легкие и тяжелые редкие земли. В данном случае по соотношению 10,6 можно сделать

вывод о преобладании в областях питания кислых магматических образований — источников урана и других металлов области сноса.

Отношение Eu/Eu* в сланцах 0,19<0,9 позволяет предположить, что породы в источниках сноса претерпели определенную внутрикоровую трансформацию, т.е. в той или иной мере подвергались процессам частичного плавления в континентальной коре.

Генезис фосфоритов, как установлено для современных подводных отложений на окраинах континентов, был связан с явлением прибрежного апвеллинга, обеспечивающим высокую биологическую продуктивность фитопланктона, накопление обогащенных подвижным фосфором биогенных осадков и формирование в них диагенетических фосфатных образований (вслед за [1] и др.). Известно, что фосфор мигрирует в слабокислой среде и осаждается при диапазоне pH 6,5–9. Карбонатные обломки раковин *Obolus* создавали благоприятную среду для его осаждения. Связывание фосфора происходило на щелочном геохимическом барьере, карбонатный детритовый материал насыщался и замещался фосфором до 38% P₂O₅ (см. табл. 2). Диагенетические преобразования привели к перераспределению части фосфора в микростяжения. РЗМ в ОП накапливались в процессе фосфоритизации обломков раковин *Obolus* и образования цемента фосфоритовых стяжений на слабощелочном геохимическом барьере. Нераскristализованность фосфатного це-

3. Корреляция РЗМ с оксидами (n=32, КрКП=0,349)

РЗЭ – Na ₂ O	0,76	РЗЭ – P ₂ O ₅	0,76	РЗЭ – TiO ₂	0,79	РЗЭ – Sc	0,88
РЗЭ – MgO	0,82	РЗЭ – K ₂ O	-0,70	РЗЭ – MnO	0,84	РЗЭ – V	-0,46
РЗЭ – Al ₂ O ₃	-0,71	РЗЭ – CaO	0,72	РЗЭ – Fe ₂ O ₃	0,62	РЗЭ – Cr	-0,72

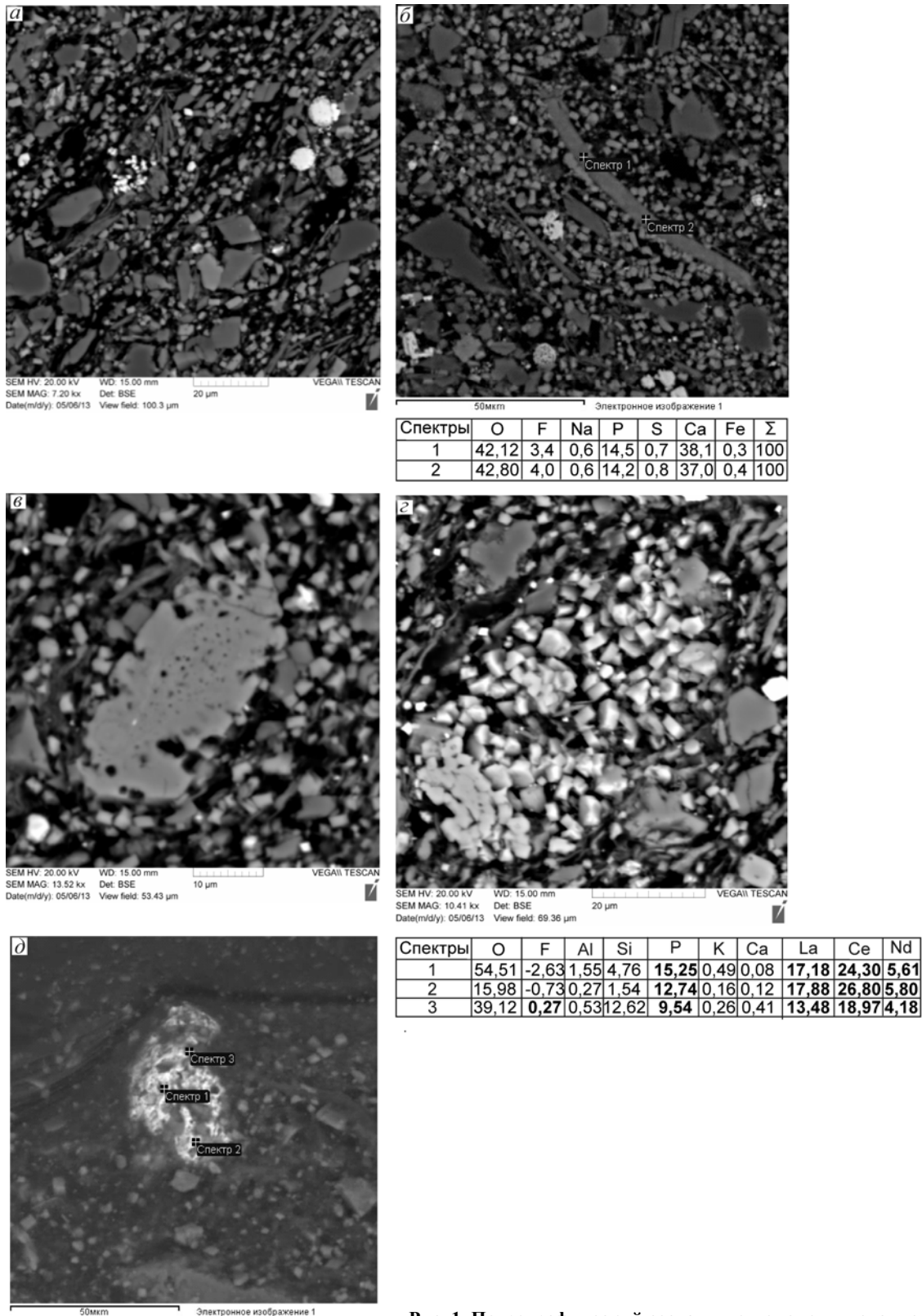


Рис. 1. Петрографический состав диктионемовых сланцев:

a — зерна и обломки кварца, полевого шпата (темно-серое), мелкие многочисленные кристаллики апатита (светло-серое), сферолиты сульфидов, ОВ (черное); *б* — фторитизированный обломок *Obolus* в ДС и состав его спектров; *в* — фосфатное замещение склероции; *г* — раскристаллизация фосфатной склероции; *д* — минерал РЗМ (монацит) в диктионемовых сланцах

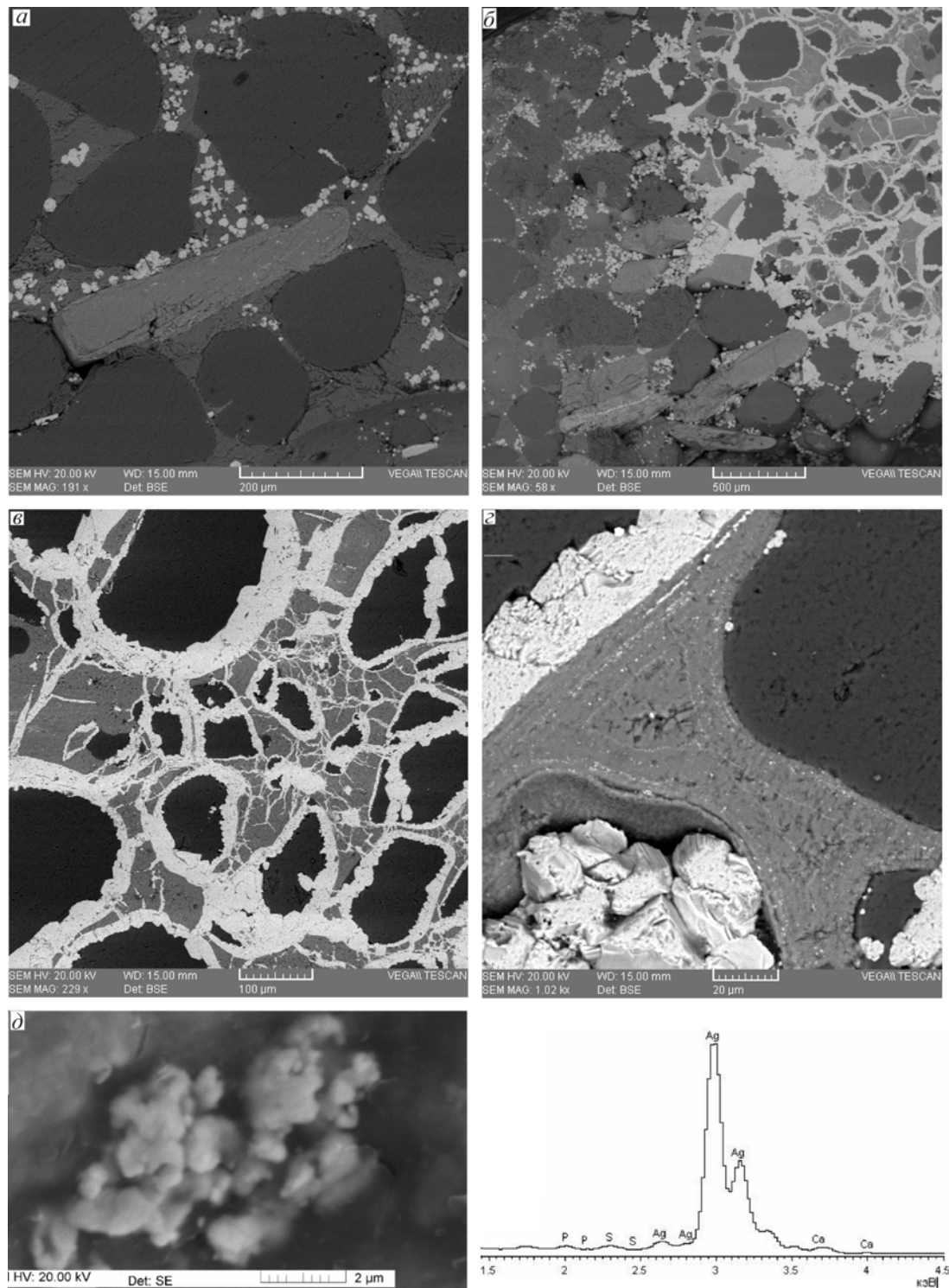


Рис. 2. Структура и компонентный состав оболочкового песчаника:

a — зерна кварца (темное) в карбонатном цементе, фосфоритизированный обломок *Obolus*, мелкие зерна сульфидов (светлое); *б* — область фосфоритовых микростроек (серое справа), кварц (темное), фосфатный детрит раковин (серое внизу), слева — зерна кварца в карбонатном цементе, сульфиды (белое); *в* — особенности цементации кварца (темное) сульфидами и фосфатом (серое); *г* — фосфатное микростроек (серое) с тонкой зональностью, сульфиды железа в поровом пространстве (слева внизу), кварц (темное); *д* — самородное серебро и его спектр

мента и наличие метастабильных фаз сульфидов железа в ассоциации с пиритом указывают на относительно высокую скорость захоронения осадка. Оболовые песчаники (фосфориты) могут рассматриваться как новый генетический тип промышленных руд на редкоземельные металлы.

Металлоносность ДС связана с осадочно-диагенетическим процессом преобразования морских осадков, обогащенных органическим веществом (граптолитов) с привнесением фосфатизированного детрита брахиопод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н., Ильин А.В. Сравнительная геохимия ракушечных фосфоритов и диктионемовых сланцев Прибалтики // Геохимия. 2013. № 1. С. 27–37.
2. Вялов В.И., Миронов Ю.Б., Неженский И.А. О металлоносности диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 5. С. 19–23.
3. Киселев И.И., Проскураков В.В., Саванин В.В. Геология и полезные ископаемые Ленинградской области. – СПб.: Типография ООО «Текст», 2002.
4. Панова Е.Г., Ахмедов А.М. Геохимические индикаторы генезиса терригенных пород. – СПб.: СПбГУ, 2011.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411:[622:911.52]

© А.И.Иванов, 2014

ЭКСПРЕССНЫЙ МЕТОД ПОИСКОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЛОЖНЫХ ГОРНО-ТАЕЖНЫХ ЛАНДШАФТАХ

А.И.Иванов (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Рассмотрены проблемы поисков рудного золота в сложных горно-таежных ландшафтах — на залесенных, заболоченных, покрытых курумниками склонах и водоразделах. Предложена методика экспрессного изучения делювиальных отложений с целью поисков золоторудных объектов в таких условиях: обломочного (оконтуривания делювиальных свалов рудных тел), илихового (минералогического+минералого-геохимического) и литохимического. Для обнажения делювия, его изучения и опробования применяется проходка шурфов, бульдозерных канав глубиной до 1 м, скважин пневмударного бурения.

Ключевые слова: информативный слой делювия, шурфы, бульдозерные канавы, опробование делювия.

Иванов Анатолий Иннокентьевич, a.ivanov@tsnigri.ru

A SET OF BEDROCK GOLD-ORIENTED TECHNIQUES AND METHODS FOR EXPLORATION IN THE MOUNTAINOUS TAIGA ENVIRONMENTS

A.I.Ivanov

The paper deals with problems the bedrock gold prospectors encounter in the mountainous taiga environments, i.e., in forested, bogged, and/or felsenmeer-covered slopes and drainage divides. A set of the bedrock gold-aimed techniques and methods employing talus is recommended for usage in the environments: visual contouring of mineralized colluvium, heavy mineral techniques, talus fines geochemical sampling. In order to expose talus for further sampling and studying, pitting, air percussion drilling and bulldozer trenching are used.

Key words: informative talus horizon, pit, bulldozer trench, talus sampling.

Проявления коренной золотоносности в Бодайбинском рудном районе, расположенном в центральной части Ленской золотоносной провинции, известны с конца XIX в. В 60–80-е годы XX в. при планомерных геологоразведочных работах здесь были выявлены и оценены золоторудные месторождения Сухой Лог, Вернинское, Невское, Высочайшее, Догалдынская жила, Кавказ. В горно-таежном ландшафте рудного района все перечисленные объекты приурочены обычно к водоразделам или наиболее обнаженным близводораздельным частям склонов, где обломки пород, в том числе рудоносного кварца, часто образуют высыпки и развалы. Возможно визуальное определение в обломках пород проявлений гидротермально-метасоматических процессов. Наиболее крупные рудные месторождения в большинстве недостаточно эродированы и представлены не образующим россыпи прожилково-вкрапленным типом оруденения с мелким золотом. Исключением является месторождение Высочайшее, за счет размыва кварц-сульфидной залежи которого в основном, по-видимому, сформировалась россыпь р. Хомолхо. К очевидным источ-

никам россыпей золота можно отнести лишь несколько рудных объектов кварцево-жильного типа в той или иной степени эродированных (Копыловское, Кавказ, зона Первенец Вернинского месторождения). Для подавляющей части россыпных месторождений коренные источники золота не установлены. Более того, в бассейнах многих долин с известными россыпными месторождениями золота проведенными геологическими исследованиями не обнаружены признаки коренной золотоносности.

Бодайбинский рудный район характеризуется преобладанием залесенных, задернованных, заболоченных склонов и водоразделов, где элювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения перекрыты моховым или почвенно-растительным слоем и находящимся под ним многолетнемерзлым слоем гумусо-торфяных отложений. Общая мощность последних двух слоев иногда составляет >1 м. Такие ландшафты, присущие бассейнам многих рек с высокопродуктивными россыпями золота, занимают до 50–70% (в среднем 25–40%) общей площади района. Мощность делювиально-солифлюкционных отложений в нижних

частях склонов и седловинах обычно превышает 3–5 м (до 10–20 м). Здесь их верхние слои слагают породы, вскрывающиеся значительно выше по склону. Такие отложения перекрывают большинство рудоносных зон, образующих отрицательные или выположенные формы рельефа, развитые по породам, преобразованным при рассланцевании, дроблении, железомagneзиальной карбонатизации (бурошпатизации) и сульфидизации и, соответственно, более подверженным процессам выветривания.

Отсутствие положительных результатов поисковых работ 60–80-х годов XX в. на рудное золото в пределах залесенных, задернованных, заболоченных склонов и водоразделов бассейнов многих золотоносных рек обусловлено неэффективностью в этих условиях геологических маршрутов (нет возможности наблюдать и опробовать каменный материал) и литогеохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния (невозможно отобрать в пробу информативную глинистую фракцию). В итоге опосредованные территории относились к бесперспективным на выявление месторождений коренного золота. Этому способствовала бытующая точка зрения о формировании россыпей за счет размыва кор выветривания слабо золотоносных пород или разобщенных кварцевых жил. В результате к началу 90-х годов положительные прогнозные оценки в Бодайбинском рудном районе имелись лишь для флангов известных золоторудных объектов.

В 90-е годы при анализе материалов по золотоносности Бодайбинского рудного района на основе представлений о многоэтапном формировании золоторудных месторождений [3–6] были обоснованы перспективы ряда участков с преобладанием залесенных, задернованных и заболоченных склонов и водоразделов, считавшихся ранее не перспективными. Прогнозирование при этом опиралось на выделение по комплексу геологических, геофизических, геохимических, космогеологических, геоморфологических и других признаков основных рудоконтролирующих структур — синскладчатых зон рассланцевания (продольных разломов) с проявлением в породах интенсивных метасоматических процессов (железомagneзиальной карбонатизации и пиритизации). В пределах таких структур в качестве перспективных были намечены узлы, где деформационные зоны пересекают благоприятные литологические горизонты и, в свою очередь, деформируются разломными и купольными структурами регионального метаморфического и сингранитного этапов.

При выделении перспективных участков значительная роль отводилась также анализу материалов

по россыпной золотоносности (размерность, морфология, пробность, цвет и другие физические особенности золота, линейная продуктивность россыпей, геологическое строение коренного плотика, результаты литохимического опробования по первичным ореолам коренных пород плотика и др.). В результате в северной части Бодайбинского рудного района было выделено несколько первоочередных участков (в ранге перспективного рудного поля), а в их пределах — перспективные узлы.

Для выявления золоторудных объектов в сложных горно-таежных ландшафтных условиях был разработан *экспрессный горно-буровой минералого-геохимический метод поисков* (составная часть ППК). Предлагаемый метод основан на комплексировании известных с древних времен методов и способов изучения делювиально-элювиальных отложений с целью поисков месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых — золота, касситерита, вольфрамитов, танталониобатов и др. [10]. Он объединяет методы оконтуривания делювиальных свалов рудных тел, копушения, минералогический, минералого-геохимический, литохимический.

Метод оконтуривания делювиальных свалов рудных тел предполагает поиски и оконтуривание свалов рудных тел в маршрутах путем систематического искаживания перспективной площади и должен сочетаться с другими методами поисков — геологической съемкой, шлиховым методом, копушением и обломочно-речным. Если склоны покрыты мхом, задернованы, то нужно произвести расчистки, просеки, снять в некоторых участках моховой покров и обследовать делювиальный шлейф для констатации в нем обломков рудных тел или обломков измененных вмещающих пород [10].

Копушение производится для отбора шлиховых проб из «...рыхлых элювиально-делювиальных отложений с целью констатации в них устойчивых к выветриванию минералов. Оно широко должно быть применено в том случае, когда рудное тело не фиксируется ни в коренном залегании, ни в виде обломков в делювии... Размер копушей, которые задаются с целью взятия из них пробы, зависит от состава делювиального материала, его мощности и глубины залегания слоя, обогащенного искомым минералом... Если копушение проводится на склоне, покрытом рыхлым материалом (дресва, глина, мелкая щебенка), то вполне достаточно копуши делать размером 0,6×0,6×0,6 м. Если на склоне делювий состоит из крупных обломков... копуши должны иметь такую глубину, чтобы был вскрыт мелкий и рыхлый материал...» [9] или «пробы отбирают с горизонтов появления песчано-глинистых примазок, способствующих concentra-



Рис. 1. Космоснимок бассейна р. Маракан:

видна отрабатывающаяся россыпь золота (запасы ~50 т); относительно обнаженные водоразделы, где с помощью молотка можно отобрать каменный материал (светлое); залесенные, задернованные и заболоченные склоны и водоразделы с многолетнемерзлым мохово-гумусовым слоем (темное)

ции зерен тяжелых минералов» [9]. Шлиховые пробы подвергаются минералогическому анализу и в необходимых случаях минералого-геохимическому изучению [9].

Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в стандартном случае производится из копушей глубиной 15–20 см. Однако известно, что для выявления оптимального горизонта отбора проб следует проводить опытно-методические работы, т.е. для опробования каждого слоя почвенного профиля должен проходить шурф глубиной до 2,5 м [7].

На площадях новых золоторудных объектов, выделенных при прогнозировании в Бодайбинском рудном районе, склоны и водоразделы характеризовались полной или значительной закрытостью с развитием многолетнемерзлых моховых и гумусово-торфяных слоев значительной мощности. Стала очевидной невозможность их изучения стандартными методами. В пределах таких территорий на поверхности или на небольшой (доступной для исследования с помощью геологического молотка) глубине отсутствуют обломки гидротермально измененных и рудоносных пород, относительно более подверженные процессам выветривания. При литохимическом опробовании по вторичным ореолам рассеяния невозможен отбор проб из информативной глинистой фракции делювия. Поэтому возникла необходимость проведения опытно-методических работ для разработки эффективной методики поисков.

В качестве полигона был выбран Мараканский рудный узел, где известна одна из богатейших в регионе россыпей золота (рис. 1). Россыпь считалась дальнеприносной, поскольку расположена среди высокометаморфизованных пород, и здесь не были установлены признаки коренного золотого оруденения [1, 2, 8].

Для использования экспрессных методов поисков (оконтуривания делювиальных свалов рудных тел, шлихового минералогического и минералого-геохимического, а также литохимических), необходимо было создать профильную или площадную обнаженность делювиальных отложений, что и было

сделано с помощью горных выработок и скважин. На начальном этапе опытных работ изучались разрезы делювиально-солифлюкционных отложений путем проходки шурфов с поинтервальным по ВОР шлиховым и литохимическим опробованием. При проходке шурфов вручную одна из основных проблем — повсеместное развитие многолетней мерзлоты. Их можно было пройти, только многократно зачищая оттаявший слой делювия. Однако обычно это не приводило к успеху, так как шурфы заполнялись водой, которая не уходила иногда и в следующем полевом сезоне. Поэтому методика была скорректирована. В таких участках для снятия мохово-гумусового слоя, обнажения верхнего слоя делювия и его протайки предварительно стали проходить бульдозерные канавы глубиной <1 м. Постепенно канавы углублялись до 1 м, затем в их полотно проходились шурфы (рис. 2). В результате изучения и опробования разреза делювиально-солифлюкционных отложений в канавах и шурфах установлено, что информативный слой практически повсеместно перекрыт дальнеприносным делювием. Причем перекрытие чаще всего настолько полное, что на поверхности невозможно обнаружить даже жильно-прожилковую рудную зону 1 месторождения Ожерелье с насыщенностью кварцевым материалом до десятков процентов и мощностью в десятки метров (рис. 3), расположенную на крутом склоне (18°) правого борта р. Маракан.

При мощности делювиально-солифлюкционных отложений 2–4 м информативный слой делювия (в том числе с рудными обломками) обычно перекрыт дальнеприносным делювием мощностью не менее 0,8–1 м, а при большой мощности делювиально-солифлюкционных отложений он может залегать на глубине нескольких метров (рис. 4). Впоследствии аналогичная ситуация установлена на Светловском рудном поле, где мощность дальнеприносного делювия составляет 1–1,5 м. Здесь традиционное поверхностное площадное опробование по ВОР также не дало положительных результатов. Все три рудные зоны (прогнозные ресурсы золота категорий $P_2+P_1=130$ т) выявлены шлиховым и литохимическим опробованием из шурфов и бульдозерных канав глубиной до 1 м (рис. 5).

Перекрытость рудного делювия дальнеприносным зафиксирована и в других районах — Западном Прибайкалье, Восточном Саяне на Аройском и Игнокском рудных полях. Причем на Аройском рудном поле гидротермально измененные породы и рудные зоны перекрываются крупноглыбовым курумником, перемещенным вниз по склону на многие сотни метров (рис. 6). При этом в его составе сохранились наименее измененные породы. Соответственно, и вторичные ореолы рассеяния Au, Ag, As в таких случаях выявляются только опробованием в шурфах и бульдозерных канавах глубиной до 1 м.

В итоге опытно-методических исследований в комплекс работ на первой



Рис. 2. Проходка шурфов глубиной 1 м (залиты водой) по бульдозерной канаве глубиной <1 м после оттайки делювия, Атырканская площадь

стадии поисков, наряду с традиционными методами, были включены: проходка в элювиальных и делювиально-солифлюкционных отложениях шурфов глубиной 1 м (и более) с комплексом опробования (шлиховое, точечное, литохимическое по первичным ореолам и вторичным ореолам рассеяния)



Рис. 3. Месторождение Ожерелье, рудная зона 1:

в полотно канавы видны субгоризонтальные золотоносные кварцевые жилы (светлое)



Рис. 4. Месторождение Ожерелье, рудная зона 4:

рудная зона 4 — темно-серое в полотне и бортах канавы, реальная окраска пород зоны рыже-бурая; в борту канавы рудный делювий (темно-серое) вскрывается в самой нижней части чехла делювиально-солифлюкционных отложений и перекрыт дальнеприносным (светло-серое)

(рис. 7); проходки на залесенных, задернованных, заболоченных, закрытых курумовыми развалами склонах и водоразделах бульдозерных канав глуби-



Рис. 5. Светловское рудное поле, рудная зона Дорожная:

рудный делювий (темно-серое в полотне и бортах канавы) перекрыт дальнеприносным; для локализации рудной зоны сначала была пройдена широкая бульдозерная канава глубиной до 1 м, а по ней пройдены шурфы, вскрывшие рудный делювий

ной до 1 м и более с последующей проходкой в интервалах с рудоносными породами шурфов с комплексом опробования для локализации контрастных шлиховых и литохимических ореолов и последующего их изучения канавами. В участках с повышенной мощностью делювиально-солифлюкционных отложений (до 10–25 м) для определения мест выхода на поверхность коренных пород оказалось эффективным ударно-канатное и пневмоударное бурение.

Для пневмоударного бурения был переоборудован станок БТС-150 по аналогии с импортными буровыми станками, опыт применения которых изучался в Монголии в фирме «Centerragold». На этом станке, предназначенном для бурения на карьерах скважин для взрывных работ, была увеличена глубина бурения до 40–70 м, усовершенствованы приемный бункер для сбора шлама и система сбора шлама (выход шлама до 95%) (рис. 8). Бурение осуществлялось коронкой диаметром 132 мм метровыми интервалами, каждый интервал документировался (включая фотодокументацию) и опробовался. Все пробы из делювия промывались (масса пробы 28–36 кг), шлихи направлялись на минералогический анализ. Коренные породы документировались, особое внимание уделялось гидротермально-метасоматическим изменениям. Материал проб из потенциально рудных интервалов направлялся на полное дробление с последующими отбором навесок для аналитиче-

ских работ и промывкой оставшегося материала для минералогического анализа тяжелой фракции. По результатам бурения составлялись разрезы с разностной аналитических данных и сведений по проявлению гидротермально-метасоматических процессов, в том числе в делювиальных обломках, геологическая карта поверхности коренных пород с выносом на нее рудоносных зон. На рис. 4 представлена канава, вскрывшая рудную зону, выявленную скважинами БТС-150 по золотонности делювия (шлиховое опробование) и в коренных породах.

Следует отметить, что первоначально для изучения золотонности делювиально-солифлюкционных отложений использовалось ударно-канатное бурение, давшее положительные результаты. На пневмоударное бурение оно было заменено из-за преимуществ последнего: более высоких скоростей проходки; возможности высокопроизводительного бурения по коренным породам; получения в полном объеме шлама, по которому можно изучать структуры делювиального и коренного разрезов; отсутствия потерь и просаживания золота при бурении. Однако пневмоударное бурение, эффективное по многолетнемерзлым породам, затруднено в таликовых разрезах и неэффективно при значительных водопритоках. В таких случаях использовалось ударно-канатное или колонковое бурение.

Рис. 7. Рудная жильно-прожилковая зона и шлиховой ореол золота, выделенные по результатам шлихового и литохимического опробования вторичных ореолов рассеяния по верхним (а) и нижним интервалам шурфов (б) в восточной части зоны Дорожная, Светловское рудное поле:

серое — рудная зона; черные точки — места отбора литохимических проб по вторичным ореолам рассеяния по меридиональным профилям (а) и из шурфов (б); в черных прямоугольниках — аномальные содержания Au, г/т, в светлых — As, %; пунктир — шлиховой ореол Au с содержаниями 0,1–6,0 г/м³



Рис. 6. Проходка бульдозерной канавы (пунктир) глубиной до 1 м на крутом склоне с крупноглыбовым курумником, Аройское рудное поле

Итак, проходка шурфов, бульдозерных канав глубиной до 1 м и буровых скважин позволяет изучать делювиально-солифлюкционные отложения и выявлять в них обломки гидротермально измененных и рудоносных пород, проводить шлиховое и литохимическое опробование по первичным и вторичным потокам рассеяния. В связи с этим в боль-

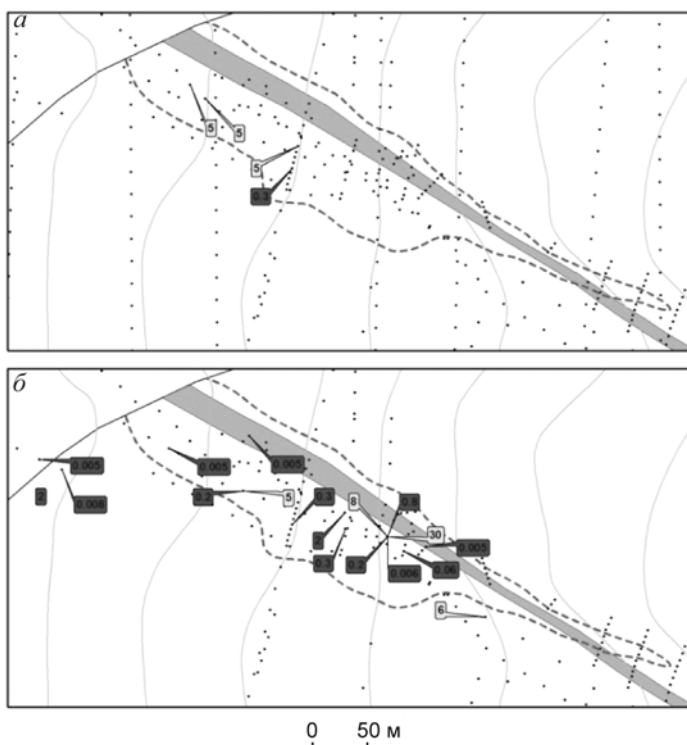




Рис. 8. Пневмоударное бурение станком BTS-150 в Бодайбинском рудном районе

шинстве случаев на первом этапе изучения отсутствует необходимость добивки до коренных пород шурфов и бульдозерных канав глубиной до 1 м, что значительно ускоряет и удешевляет процесс поисков. Конечная цель проходки шурфов, бульдозерных канав глубиной до 1 м — оконтуривание выхода на поверхность золотоносных зон коренных пород для дальнейшего их целенаправленного изучения минимальным объемом канав и скважин.

Таким образом, выделение рудоконтролирующих структур в пределах залесенных, задернованных и заболоченных склонов и водоразделов (см. рис. 1, 2) при прогнозной оценке, изучение разведочных данных по россыпи р. Маракан позволили сделать вывод о наличии достаточно контрастных рудных источников и, применяя экспрессный метод поисков, локализовать участки питания россыпи. Апробация метода в Мараканском рудном узле привела к открытию месторождений Ожерелье и Ыканское, запасы которых поставлены на госбаланс. Ведутся добычные работы. Применение данной методики прогноза и поисков дало возможность в течение нескольких лет выявить также месторождение Верхне-Угаханское (отчет с подсчетом запасов подготовлен для передачи в ГКЗ), рудные поля Светловское, Атырканское, Зоринско-Широкинское, Петровское с установленными рудными зонами и апробированными прогнозными ресурсами категорий P_1 и P_2 . В Восточных Саянах

с ее использованием открыто Аройское месторождение (запасы поставлены на госбаланс), а в Западном Прибайкалье продолжается изучение выявленного Мало-Миндейского рудопоявления.

Ознакомиться с подробным изложением экспрессного горно-бурового минералого-геохимического метода поисков, в том числе с характеристикой рекомендуемых видов работ и последовательностью поисков рудного золота в сложных ландшафтных условиях можно во ФГУП «ЦНИГРИ».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. – Новосибирск: Наука, 1975.
2. Буряк В.А. Метаморфизм и золотое оруденение // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., 1981. С. 31–48.
3. Докембрий Патомского нагорья / А.И.Иванов, В.И.Лифшиц, О.В.Перевалов и др. – М.: Недра, 1995.
4. Иванов А.И. Закономерности формирования линейной складчатости северной части Байкало-Патомского нагорья: Автореф... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 1984.
5. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 17–23.
6. Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43–61.
7. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1983.
8. Ленский золотоносный район / Ю.П.Казакевич, С.Д.Шер, Т.П.Жаднова и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 85. Т. 1.
9. Поиски золоторудных месторождений шлиховым минералого-геохимическим методом. – М.: ЦНИГРИ, 1986.
10. Руководство по ведению геологоразведочных работ. – Магадан, 1949.

УДК 553.81:552.323.6

© В.П.Афанасьев, 2014

МИГРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗИРОВАНИЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

В.П.Афанасьев (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН)

Охарактеризованы условия формирования ореолов индикаторных минералов кимберлитов при седиментогенезе для континентальных, прибрежно-морских трансгрессивных и регрессивных обстановок, ингрессии и переотложения. Показано, что в любых литодинамических обстановках их максимальные концентрации тяготеют к коренным источникам.

Ключевые слова: индикаторные минералы кимберлитов, цикл седиментогенеза, механический ореол рассеяния, литодинамические условия формирования ореолов, переотложение ореолов.

Афанасьев Валентин Петрович, avp-diamond@mail.ru

MIGRATION PROPERTIES OF KIMBERLITE INDICATOR MINERALS IN VIEW OF FORECASTING OF DIAMOND DEPOSITS

V.P.Afanasiev

The formation conditions of kimberlite indicator minerals in terms of diamond deposits prospecting are characterized. The cycle of sedimentogenesis, the formation conditions of halos of continental, littoral transgression and regression settings in the conditions of ingression during the halos redeposition have been described. The principle conclusion is that the maximal concentrations of indicator minerals gravitate towards the primary sources in all lithodynamic settings.

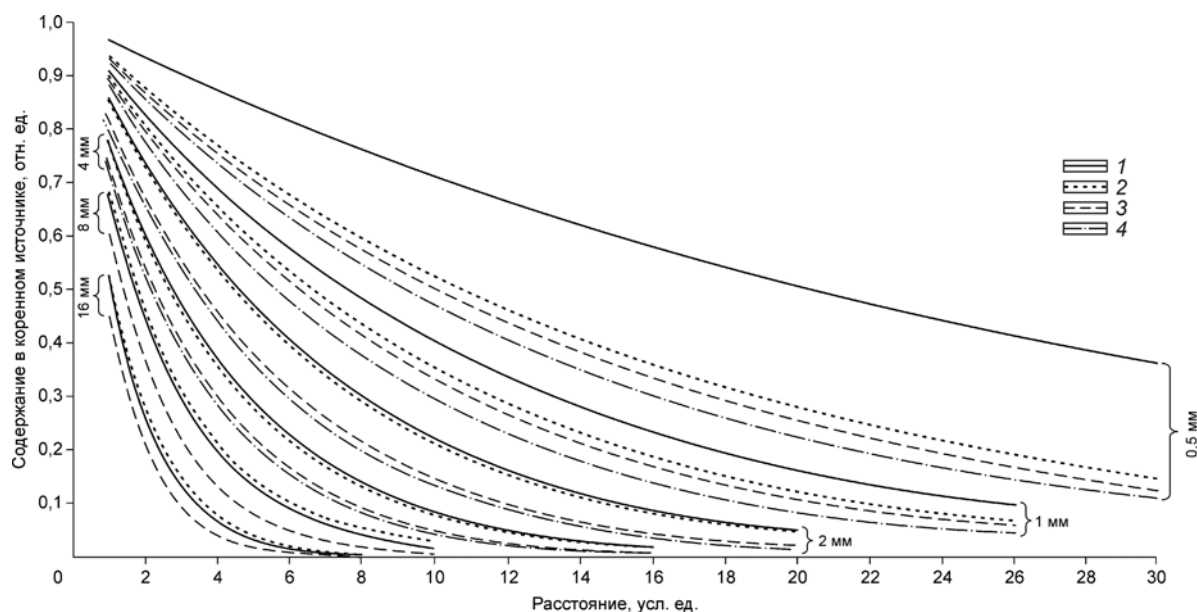
Key words: kimberlite indicator minerals, sedimentogenesis cycle, mechanic scattering halo, formation conditions of halos, halos redeposition.

В проблеме миграционных свойств индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), а также алмазов выделяются два аспекта: 1) миграционная способность отдельного зерна пирропа, пикроильменита, оливина, алмаза и т.д. и миграционная способность ассоциации ИМК, а через нее — подвижность, способность к перемещению всего ореола; 2) механические изменения отдельных минералов и всей транспортируемой ассоциации. В целом оба аспекта считаются важными для прогнозирования коренных месторождений алмазов. Однако их понимание основывается, как правило, на бытовой логике: чем дальше кимберлитовое тело, тем лучше окатаны минералы. Такой подход не учитывает реальную совокупность процессов седиментогенеза и поведение в них как отдельных минеральных частиц, так и всей транспортируемой минеральной ассоциации. Поэтому имеет смысл изучить в целом совокупность процессов, определяющих распределение индикаторных минералов и алмазов в связи с эрозией кимберлитовых тел. Чтобы яснее представлять условия формирования ореолов ИМК, рассмотрим характер цикла седиментогенеза.

Цикл седиментогенеза, как любой цикл, имеет начало, период развития, завершение. Начало цикла связано с возбуждением эрозионных процессов, завершение — с формированием осадка. На древних платформах, перспективных для прогноза алмазных месторождений, начало цикла всегда характеризуется континентальной обстановкой, т.е.

приподнятой сушей, в пределах которой начинаются активные процессы эрозии. Эти процессы затухают по мере нивелировки рельефа или подъема базиса эрозии. Соответственно, начальные фазы цикла седиментогенеза характеризуются относительно активным гидродинамическим режимом и перемещением обломочного материала, которое постепенно затухает и к концу цикла сменяется фиксацией и захоронением обломочных частиц.

Континентальный цикл седиментогенеза характерен для районов, длительное время сохранявших относительно высокое стояние. Однако подъем уровня Мирового океана не только подавляет эрозионные процессы на суше, но может привести к смене континентального седиментогенеза на морской. Наступание моря может иметь двоякий характер. Если ему противостоит приподнятая суша, то происходит интенсивная береговая абразия, продуцирующая большое количество обломочного материала; наступание моря имеет трансгрессивный характер. Трансгрессия в береговой зоне наступающего бассейна активно перерабатывает, истирает и сортирует обломочный материал, поэтому сохраняются и накапливаются наиболее прочные частицы, отсортированные по размеру и плотности. Продвигающаяся в глубь суши береговая линия оставляет за собой выровненную поверхность (абразийный пенеппен), покрытую слоем галечника, гравия или песка. Формируется трансгрессивный разрез осадков: на размытой и выровненной поверх-



Теоретическое распределение индикаторных минералов кимберлитов относительно коренного источника:

1 — алмаз; 2 — пироп; 3 — пикроильменит; 4 — хромшпинелид

ности плотика залегают относительно крупные частицы (галечники, гравий), которые вверх по разрезу сменяются более тонкими осадками, песками.

Трансгрессия неизбежно сменяется регрессией. Отступающая береговая линия обнажает сушу и оставляет за собой сформированный в процессе трансгрессии абразионный пенепплен. Возобновляются континентальные условия седиментогенеза, при которых в первую очередь размываются осадки трансгрессивного этапа развития бассейна. Сохраняются частицы с наиболее высокой гидравлической крупностью, а более мелкие отступают вместе с береговой линией. Этот этап континентального седиментогенеза имеет иной характер, чем до трансгрессии, поскольку развивается на базе абразионного пенепплена с малыми абсолютными отметками и, соответственно, с вялыми гидравлическими процессами, которые незначительно активизируются по мере отступления моря.

Наступание моря на ранее пенеппленизированную сушу (ингрессия) сопровождается подтоплением суши, сменой дельтовых, озерно-болотных фаций прибрежным мелководьем, а аллювиальных — озерно-болотными и т.д. Эрозия ранее сформированных осадков практически не происходит, они лишь захораниваются под более тонкими осадками, вплоть до морских песков. Принципиально важно, что в этом процессе сохраняются ранее сформированные континентальные фации. Регрессия после ингрессии также приводит к возобновле-

нию континентального режима и размыву ранее сформированных осадков.

Таковы основные типы седиментогенеза в обстановке гумидного климата. Ледниковое или эоловое осадконакопление нами не рассматривается. Транспортировка и переработка минералов-индикаторов и их ассоциаций в разных условиях происходят по-разному.

В континентальных условиях транспортировка минералов-индикаторов осуществляется в направлении максимума геопотенциала, т.е. от коренного источника в сторону конечного бассейна стока по системе водотоков. Направленное перемещение обуславливает векторный характер изменения транспортируемой ассоциации минералов. Нами получено теоретическое решение задачи перемещения ассоциации ИМК в континентальных условиях [3], показывающее экспоненциальное падение их концентрации по мере удаления от коренного источника, сортировку по размеру и плотности:

$$P = P_0 e^{-bx},$$

где P_0 — исходная концентрация минералов в коренном источнике; P — концентрации минералов после переноса на расстояние x ; b — относительный коэффициент инертности; x — расстояние в условных единицах. Данное выражение по форме аналогично уравнению Штернберга для расчета потери массы гальки в процессе истирания при переносе [6] и в целом уравнению диффузии, форма

которого является одной из основных, описывающих рассеяние вещества в природе. Из приведенного уравнения и кривых распределения индикаторных минералов и алмазов разного размера, построенных на его основе (рисунок), видно, что максимальная концентрация минералов тяготеет к коренному источнику. Вблизи источника минеральная ассоциация максимально близка к коренной, по мере удаления от него гранулометрический спектр замельшается и ассоциация обедняется относительно плотными рудными минералами.

Полученные результаты хорошо согласуются с нашими наблюдениями по современному потоку рассеяния кимберлитовой трубки Мир и по р. Хатыстыр (Центрально-Алданский район), дренирующей группу сближенных трубок взрыва. Близкое по форме выражение получено Д.Сазерлендом [9] для изменения в процессе переноса средней массы алмазов (гранулометрическая сортировка) по результатам изучения африканских россыпей:

$$y = ae^{-bx^{1/2}},$$

где y — средний вес кристалла в каратах; x — расстояние от источника, км; a — средний вес кристаллов в коренном источнике; b — величина, связанная с гидравлической крупностью зерен.

Что касается возможной дальности транспортировки отдельных зерен в зависимости от их механического износа, то Ф.Кюнел в экспериментах по аллювиальному износу минералов определил: неокатанное зерно кварца (близкое по прочности к пиропу) становится среднеокатанным (20% потери массы), пройдя путь в 400 000 км [8]. Эта цифра показывает чрезвычайную устойчивость минерала в условиях континентального переноса и слабую подверженность износу. Нами изучено изменение окатанности оливинов и пиропов Верхнемунского кимберлитового поля по р. Муна на расстояние >100 км. На их зернах практически не появились признаки износа. Реально минералы переносятся значительно дальше [4], но для прослеживания этого процесса необходимо соблюдать одно условие: по мере удаления от источника объемы опробования должны расти по экспоненте. Опробование равными объемами приводит к тому, что на определенном расстоянии минералы перестают улавливаться в силу чисто статистических причин. Именно такую ошибку допустили наши предшественники, оценившие по Верхнемунскому полю дальность транспортировки оливина не более 6 км [1].

Учитывая закономерности транспортировки индикаторных минералов в континентальных условиях, констатируем следующее:

максимальные концентрации индикаторных минералов тяготеют к коренным источникам; на удале-

нии могут формироваться локальные повышенные концентрации в разного рода геоморфологических ловушках, однако запасы в них будут определяться количеством перенесенных сюда минералов, а ассоциация будет иметь черты сортировки, обусловленные дальностью транспортировки;

минералы могут переноситься на многие десятки и сотни километров без заметного износа, однако возможности их обнаружения зависят от объемов опробования; при использовании равных объемов опробования можно установить лишь площадь максимальных концентраций, которая служит собственно минералогической аномалией, приуроченной к коренному источнику;

слабый износ или отсутствие видимых его признаков свидетельствуют о континентальных условиях формирования ореола, однако о близости коренного источника можно говорить только в случае сочетания слабого износа с систематической встречаемостью повышенных концентраций и плохой сортировкой ассоциации минералов по гранулометрии и плотности; эти параметры служат основными критериями локализации коренных источников;

распределение индикаторных минералов по концентрации, гранулометрии и плотности в водотоках имеет векторный характер, который сохраняется и после переотложения ИМК, что позволяет решать задачу локализации коренного источника, используя векторные данные по переотложенным ореолам;

систематическое обнаружение индикаторных минералов при малых объемах опробования (лоток, скважина колонкового бурения) не говорит о дальнем и сверхдальнем переносах (сотни километров). Утверждение о возможности такого переноса должно опираться на прослеженный путь все возрастающих их концентраций, вплоть до коренного источника (источников). Систематическая встречаемость индикаторных минералов говорит о наличии местных коренных источников. Однако их местоположение можно установить лишь при минералогическом картировании признаков, чувствительных к транспортировке (концентрация, гранулометрия и ряд других [2]). По состоянию минералов, их изношенности невозможно оценить удаленность кимберлитового тела.

Прибрежно-морские трансгрессивные условия. Минералы из коренных источников, находящихся на суше на некотором удалении от береговой линии бассейна, транспортируются к нему по системе водотоков, где ассоциации изменяются в соответствии с континентальными обстановками. В первую очередь падает концентрация минералов, появляются признаки сортировки по гранулометрии и

плотности. В прибрежно-морскую переработку поступают минералы, прошедшие первичную обработку на суше. В волноприбойной зоне обломочный материал, включая индикаторные минералы кимберлитов, подвержен постоянному возвратно-поступательному движению. Обломочные зерна при этом механически изнашиваются вплоть до полного уничтожения абразивно менее устойчивых, в частности пикроильменита. Происходит хорошая сортировка их по гранулометрии и плотности. При гранулометрической сортировке множественные контакты между подвижными частицами (по принципу плотнейшей упаковки равновеликих шаров) способствуют повышению темпов истирания. Сносимые с суши минералы накапливаются в условиях естественного шлихования [5]. В процессе продвижения береговой линии в глубь суши на выровненном дне бассейна формируется площадной ореол хорошо окатанных, гидравлически сортированных абразивно устойчивых частиц из кимберлитовых минералов, как правило, пиропов и алмазов. По мере приближения береговой линии моря к коренным источникам сокращается расстояние транспортировки минералов по суше, соответственно, минералы менее дифференцированы, возрастает их количество, становится разнообразнее гранулометрический спектр. Поэтому концентрация минералов, отчасти их гранулометрия в ореоле на дне трансгрессирующего бассейна повышаются, отражая приближение коренного источника. При достижении береговой линией коренного источника его эрозия прекратится. Положение кимберлитового тела в ореоле трансгрессивного типа будет отмечено минералогической аномалией по концентрации, возможно, гранулометрии индикаторных минералов с высокой или доминирующей ролью пиропов и алмазов.

Необходимо учитывать, что наступающий бассейн служит базисом эрозии для многих кимберлитовых тел. В пределах береговой линии интегрируется материал из разных коренных источников масштаба куста или кимберлитового поля. При погружении на дно всего кимберлитового поля индикаторные минералы перестают поступать к береговой линии и развитие ореола прекращается. Таким образом, формируется интегральный ореол от группы кимберлитовых тел, отделенный от другого подобного ореола пустым пространством или с редкими фоновыми минералами. Ореол будет иметь «кометную» форму с головкой в районе кимберлитового поля и хвостом, указывающим направление, в котором развивалась трансгрессия.

Данная модель позволяет сделать следующие выводы:

морской ореол трансгрессивного типа является интегральным от группы кимберлитовых тел масштаба кимберлитового поля или отдельного кластера (куста) кимберлитовых тел;

максимальные параметры ореола по концентрации и гранулометрии минералов тяготеют к коренным источникам или совпадают с ними;

ореолы представлены наиболее абразивно устойчивыми, хорошо окатанными минералами; даже алмаз в этих условиях приобретает признаки износа;

векторные характеристики ореола можно выявить в масштабе всего ореола, который обычно никогда не наблюдается; на фрагментах ореолов, которые сохраняются после регрессии, векторные характеристики практически не видны. Поэтому по фрагментам трансгрессивных ореолов определить направление на коренные источники затруднительно. Тем не менее, обнаружение рядовыми объемами опробования устойчиво повторяющихся ассоциаций индикаторных минералов трансгрессивного типа свидетельствует об их близости, так как по мере удаления от источников концентрация минералов падает также по экспоненте.

На стадии трансгрессии моря трансгрессивные ореолы на дне моря должны быть распространены широко, в соответствии с количеством кимберлитов, питавших развивающиеся ореолы. Однако следующая за трансгрессией регрессия не позволяет сохраниться трансгрессивным ореолам в полном объеме, встречаются лишь фрагменты первых.

Прибрежно-морские регрессивные условия. Регрессия морского бассейна приводит к осушению территории и возобновлению условий континентального седиментогенеза, в первую очередь, эрозионных процессов. Естественно, вначале эродируются осадки, сформированные на трансгрессивной стадии, в том числе с ореолами индикаторных минералов трансгрессивного типа. Попадая в береговую зону, они отступают вместе с ней, лишь частично «застревая» на суше. Одновременно вскрываются кимберлитовые тела и подпитывают отступающую береговую линию свежими порциями минералов. В обстановке посттрансгрессивного абразионного пенепплена с малыми перепадами абсолютных отметок активность эрозии невелика, «свежих» минералов мало и они тяготеют к коренным источникам. Глубокой переработки минералов не происходит. Наименее транспортабельные крупные тяжелые минералы, преимущественно полуокатанный пикроильменит, отстают от уходящей береговой линии и остаются на суше, формируя морские регрессивные ореолы [5]. Относительно мелкие и легкие минералы, сосредоточенные в пре-

делах береговой линии моря, отступают вместе с ней к месту стабилизации бассейна или его коллапса. Специфические осадки регрессивного типа не образуются, регрессивный ореол формируется практически на суше и представлен смесью остатков трансгрессивных ореолов, «свежих» минералов собственно континентального литодинамического типа и полуокатанных минералов, преимущественно крупного пикроильменита, прошедших частичную обработку в волноприбойной зоне, при преобладании последних.

В результате можно констатировать, что при регрессии моря в условиях абразионного пенеблена с низкой энергетикой гидравлических процессов индикаторные минералы слабо мигрируют, поэтому в генерализованном плане их максимальные концентрации и крупные гранулометрические классы тяготеют к коренным источникам. Ореол индикаторных минералов в регрессивных морских осадках интегральный. Он представлен смесью минералов трех литодинамических типов — континентального, морского трансгрессивного и собственно регрессивного. Из-за переработки в полосе береговой линии моря векторные характеристики регрессивных ореолов затушеваны и определение «пеленга» на объект затруднительно. Поиск коренного источника в таких случаях оптимально осуществлять путем выделения из минеральной смеси минералов, принадлежащих к континентальному литодинамическому типу. В условиях абразионного пенеблена они не могли существенно удалиться от источника. Их количество может быть небольшим в связи с незначительной эрозией кимберлитов, зато максимальные концентрации и крупный размер минералов служат дополнительным критерием прогноза.

Ингрессивные условия возникают при наступании моря на ранее пенебленезированную сушу. Ингрессия приводит лишь к подтоплению, обводнению суши; повышение базиса эрозии подавляет эрозионные процессы, способствуя сохранению ранее сформированных осадков, в том числе континентальных, которые захораниваются под озерно-болотными, а выше по разрезу — под морскими. При этом значительного перераспределения или направленного перемещения минералов не происходит. На минералах ингрессия может отразиться в виде их слабого вторичного износа, в том числе на полировке пиропов, если колебания воды на поверхности мелководного бассейна достигают минералов в осадках, ранее сформированных в континентальных условиях. В отличие от трансгрессии, формирующей типичный разрез морских осадков, при ингрессии в основании разреза, как правило, сохраняются ранее сформированные продук-

тивные континентальные фации, которые вверх по разрезу сменяются непродуктивными перекрывающими осадками.

Из краткого рассмотрения миграционных свойств минералов в различных литодинамических условиях следует, что во всех случаях их максимальные концентрации сохраняются вблизи коренных источников. В принципе минералы могут перемещаться на очень большие расстояния, однако уловить их на значительном удалении рядовыми объемами опробования практически невозможно. Использование ограниченных, как правило, небольших объемов опробования позволяет обнаруживать только наиболее контрастные части ореолов, актуальные в плане прогноза, хотя при этом остается опасность пропуска малоконтрастных ореолов. Однако объем опробования — фактор субъективный и возможна его корректировка при соответствующей формулировке поисковой задачи. Увеличение объемов опробования приведет к расширению границ ореолов и обнаружению мало-контрастных ореолов.

Ореолы переотложенных индикаторных минералов. Выше рассмотрены модели ореолов, сформированных в одноактном процессе. Реально обломочный материал ореолов, как правило, переотложен, иногда неоднократно. В условиях древних стабильных платформ чередование циклов седиментогенеза (и их характер) определяется главным образом колебаниями уровня Мирового океана, поэтому синхронно и однотипно происходит на значительных территориях. Коллекторы с переотложенными минералами формируются в основном в фациях ближнего переноса. Это свидетельствует о том, что минералы практически проецируются из размытого более древнего коллектора на новую эрозионную поверхность без значительного перемещения. На принципе унаследованности при переотложении и строится прогноз местоположения источника. Как правило, продуктивны коллекторы, лежащие на кимберлитовмещающих породах, т.е. предшествующий коллектор размыт полностью, а слагавшие его минералы перешли в формирующийся коллектор. Иногда на одной продуктивной свите залегает другая, хотя обе содержат переотложенные минералы. Это означает, что нижняя свита находилась в условиях низких абсолютных отметок и потому не была эродирована, а минералы верхней свиты «наползли» на нее с эродируемой территории в стороне от данной.

Такая ситуация имеет место в западной части Мало-Ботубинского района, где на продуктивных среднекаменноугольных отложениях лапчанской свиты с переотложенным трансгрессивным алмаз-пироповым ореолом залегают продуктивные отло-

жения ботуобинской свиты с существенно пикроильменитовой ассоциацией. Последняя «наползла» на отложения лапчанской свиты, вероятно, с восточных румбов, где в ботуобинское время развивалась эрозия. Однако расстояние, на которое переместились отложения, вряд ли велико и определяется масштабами Мирнинского кимберлитового поля, т.е. первыми километрами. Другой случай, более масштабной транспортировки, наблюдается по северо-западному борту Вилюйской синеклизы, где в связи с воздыманием Анабарской антеклизы в меловое время начался размыв юрского коллектора по периферии синеклизы, вовлеченной в воздымание, и миграция индикаторных минералов к внутренним ее частям [7]. В результате минералы с периферических частей коллектора оказались «наползшими» на поверхность того же коллектора, сохранившегося в пределах синеклизы. Такая же ситуация в бассейне р. Конончан, где большое количество окатанного пикроильменита, пиропов с признаками гипергенной коррозии лежит на поверхности юрских отложений. Но и в этом случае речь не идет о значительных перемещениях. Последовательный размыв юрских отложений с периферии в юго-восточных румбах на протяжении мела – палеогена приводит к перемещению индикаторных минералов наподобие плаща на расстояние в первые километры, возможно, первые десятки километров по периферии. Загущает их миграция по мере приближения к полю сплошного развития юрского коллектора в пределах синеклизы. Поэтому минералы в районе р. Конончан, по-видимому, поступали из размытых юрских отложений ближнего окружения, где обнажаются нижнепалеозойские породы. Таким образом, в процессе переотложения в фациях ближнего переноса минералы практически сохраняют свое предшествующее положение, т.е. работает принцип унаследованности.

В ряде случаев повышение активности эрозионных процессов может приводить к миграции индикаторных минералов на некоторое расстояние в зависимости от факторов, возбуждающих эрозию, и времени их действия. Так, воздымание Анабарской антеклизы как мощный, длительно действующий фактор могло обусловить более значительное перемещение минералов, чем локальные факторы в пределах Мирнинского поля на протяжении ботуобинского времени.

Подводя итог, констатируем, что в отношении индикаторных минералов кимберлитов действует основной закон россыпеобразования — разубоживание полезного компонента по мере удаления от коренного источника. Рассмотрение различных литодинамических обстановок формирования

ореолов показывает, что максимальные концентрации индикаторных минералов в любом случае тяготеют к коренным источникам. Поэтому выявление устойчивых концентраций индикаторных минералов при использовании ограниченных объемов опробования надежно свидетельствует о наличии местных коренных источников. Представлениям о происхождении тех или иных устойчивых концентраций минералов на определенной площади за счет весьма удаленных известных коренных источников следует противопоставить требование проследить «дорожку» этих минералов во все возрастающих количествах вплоть до указанных источников, поскольку «пустых» промежутков между ними быть не может.

Обнаружение индикаторных минералов с точки зрения их миграционных свойств служит первым и важнейшим прогнозным признаком. Однако далее должна следовать сложная работа по идентификации и локализации коренных источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алмазные месторождения Якутии* / А.П.Бобриевич, М.Н.Бондаренко, М.А.Гневушев и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1959.
2. *Афанасьев В.П.* К методике минералогического картирования шлиховых ореолов кимберлитовых тел // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 36-42.
3. *Афанасьев В.П., Бабенко В.В.* Миграционные свойства кимберлитовых минералов // ДАН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 714–718.
4. *Афанасьев В.П., Варламов В.А., Гаранин В.К.* Зависимость износа кимберлитовых минералов от условий и дальности транспортировки // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 119–124.
5. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 281–288.
6. *Девдариани А.С.* Математический анализ в геоморфологии. – М.: Недра, 1967.
7. *Стратиграфия и литология «водораздельных галечников» Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей в центральной и северо-восточной частях Сибирской платформы* / М.И.Плотникова, О.И.Кардопольцева, О.Г.Салтыков и др. // Геология алмазных месторождений. 1963. С. 123–141.
8. *Kuenen Ph.H.* Experimental abrasion on sand // Amer. J. Sci. 1959. Vol. 257. P. 212.
9. *Sutherland D.G.* The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine process // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. N 7. P. 1613–1620.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.435.001.57 (470.5)

© А.Г.Волчков, 2014

ГЕОЛОГО-ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ЦИНКОВОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

А.Г.Волчков (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Рассмотрены основные геологические элементы обобщенной геолого-поисковой модели медно-цинковоколчеданного месторождения уральского типа. Эти элементы продемонстрированы на примере большой группы медно-цинковоколчеданных месторождений Южного и Среднего Урала. Предложены практические рекомендации по использованию геолого-поисковой модели в практике геологоразведочных работ.

Ключевые слова: медно-цинковоколчеданные месторождения, геолого-поисковая модель, уровень эрозионного среза, рудоконтролирующий уровень, поисковая обстановка.

Волчков Алексей Гордеевич, nms@tsnigri.ru

GEOLOGICAL EXPLORATION MODELS OF THE URALIAN Cu-Zn MASSIVE SULFIDES

A.G.Volchkov

Basic geological elements of a generalized exploration model of the Uralian-type Cu-Zn massive sulfide deposits are considered. These elements are exemplified by case histories from South and Middle Urals. Practical recommendations on the model's usage in exploration are given.

Key words: Cu-Zn massive sulfide, geological exploration model, erosion level, ore-controlling level, type environment.

Настоящая статья — дань памяти Анатолию Ивановичу Кривцову, одному из родоначальников проблемы разработки моделей месторождений, которому в декабре 2013 г. исполнилось бы 80 лет. А.И.Кривцов многие годы посвятил изучению медно-цинковоколчеданных месторождений Урала и заложил основы создания их геолого-поисковых моделей.

Около 30% добычи меди в России обеспечивают медно-цинковоколчеданные месторождения Урала, остальные 70% — сульфидные медно-никелевые Норильского района. Мировая добыча меди осуществляется в основном из медно-порфировых месторождений (~65%), в РФ такие месторождения пока не разрабатываются, и экономическая важность медноколчеданных месторождений в ближайшей перспективе остается высокой.

В Уральском регионе выявлено >60 промышленных колчеданных месторождений и >100 рудопроявлений, составляющих основу минерально-сырьевой базы (МСБ) меди Урала. Общие разведанные запасы месторождений около 20 млн. т меди. Эксплуатируются Гайское месторождение (>7 млн. т Cu), Юбилейное (2 млн. т), Подольское (1,7 млн. т), Узельгинское (1,1 млн. т), Ново-Учалинское, Сафьяновское, Сибайская группа (700–900 тыс. т).

Медно-цинковоколчеданные месторождения приурочены к полям развития натровых и калина-тровых вулканогенных формаций и протягиваются цепочкой >1000 км от Мугоджар до Среднего Урала. Большая часть разведанных и эксплуатируемых в настоящее время месторождений находится на Южном Урале в Республике Башкортостан, Челябинской и Оренбургской областях. В районах их разработки сосредоточено не менее полутора десятков горнодобывающих и перерабатывающих предприятий, в том числе градообразующих — Учалинский, Гайский ГОКи, Башкирский и Медногорский медно-серные комбинаты и др. Укрепление минерально-сырьевой базы этих предприятий, в первую очередь градообразующих, — одна из важных задач геологоразведочных работ. Ежегодно за счет средств госбюджета на Урале реализуются геологоразведочные проекты, направленные на локализацию прогнозных ресурсов меди и подготовку объектов для лицензирования.

Для обеспечения выбора оптимального комплекса методов геологоразведочных работ (ГРП) разрабатываются геолого-поисковые модели колчеданных месторождений, проводится их адаптация к реальным обстановкам ведения поисков. В таблице приведены основные типы моделей, востребован-

Типы моделей колчеданных месторождений

Модели	Области использования			
	Теория рудогенеза	Металлогенический анализ и прогноз	Прогноз и поиски	Оценка и разведка
Геолого-промышленные (статистические)	x	xxx	xx	-
Геолого-поисковые (прогнозно-поисковые) (качественные), в том числе геохимические, геофизические	x	xx	xxx	x
Параметрические прогнозно-поисковые и поисковые	x	xxx	xx	-
Генетические и геолого-генетические (качественные и количественные)	xxx	xx	x	-

Примечание. Частота использования обозначена возрастанием числа знаков «x».

ные при решении тех или иных прогностических задач геологоразведочных работ. Это геолого-промышленные (статистические), прогнозно-поисковые (качественные), параметрические прогнозно-поисковые и поисковые (количественные), а также геолого-генетические качественные и количественные модели. Указаны возможные области примене-

ния и отражена востребованность данных моделей. Для решения практических задач прогнозирования и поисков колчеданных месторождений наиболее востребованы прогнозно-поисковые или геолого-поисковые модели. Они состоят из ряда сопряженных и соподчиненных элементов рудо-

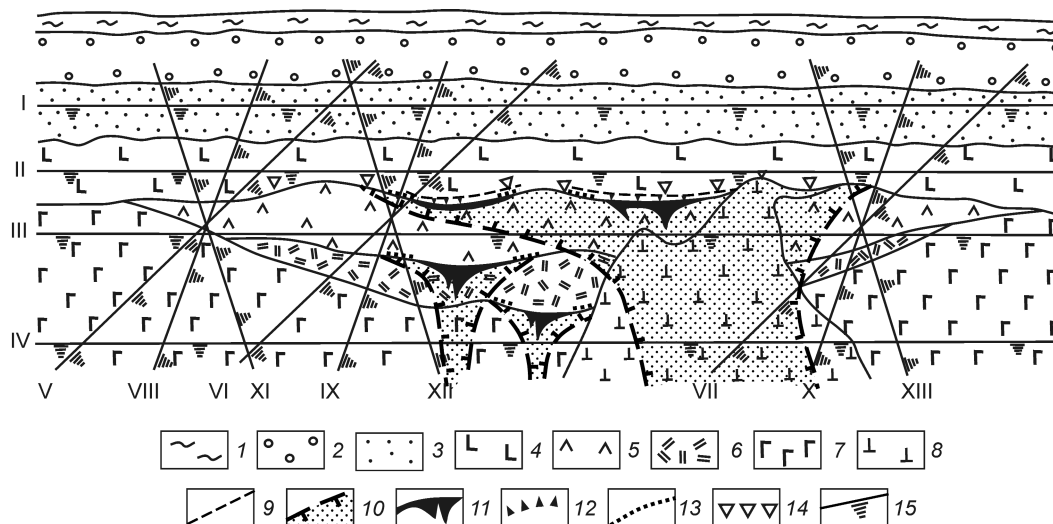


Рис. 1. Обобщенная прогнозно-поисковая модель колчеданного месторождения уральского типа (вертикальное сечение):

образования, перекрывающие рудоносную формацию: 1 — наносы, 2 — граувакки, 3 — вулканогенные молассоиды, 4 — вулканы базальт-андезитобазальтовой формации; вулканы рудоносной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации: 5 — дациты, риолитодациты, 6 — андезиодациты, 7 — андезитобазальты, базальты, 8 — экструзивные купола риолитодацитов; 9 — горизонты яшмоидов; 10 — метасоматиты серицитолитовой формации с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; 11 — медноколчеданные залежи; 12 — рудокласты в пачках вулканомиктовых пород; 13 — послойная вкрапленность сульфидов; 14 — надрудная гематитизация; 15 — варианты положения эрозийного среза модели при различном залегании рудных тел и вмещающих пород (I–IV — субгоризонтальном, V–VII — наклонном, VIII–X — крутом близвертикальном, XI–XIII — запрокинутом)

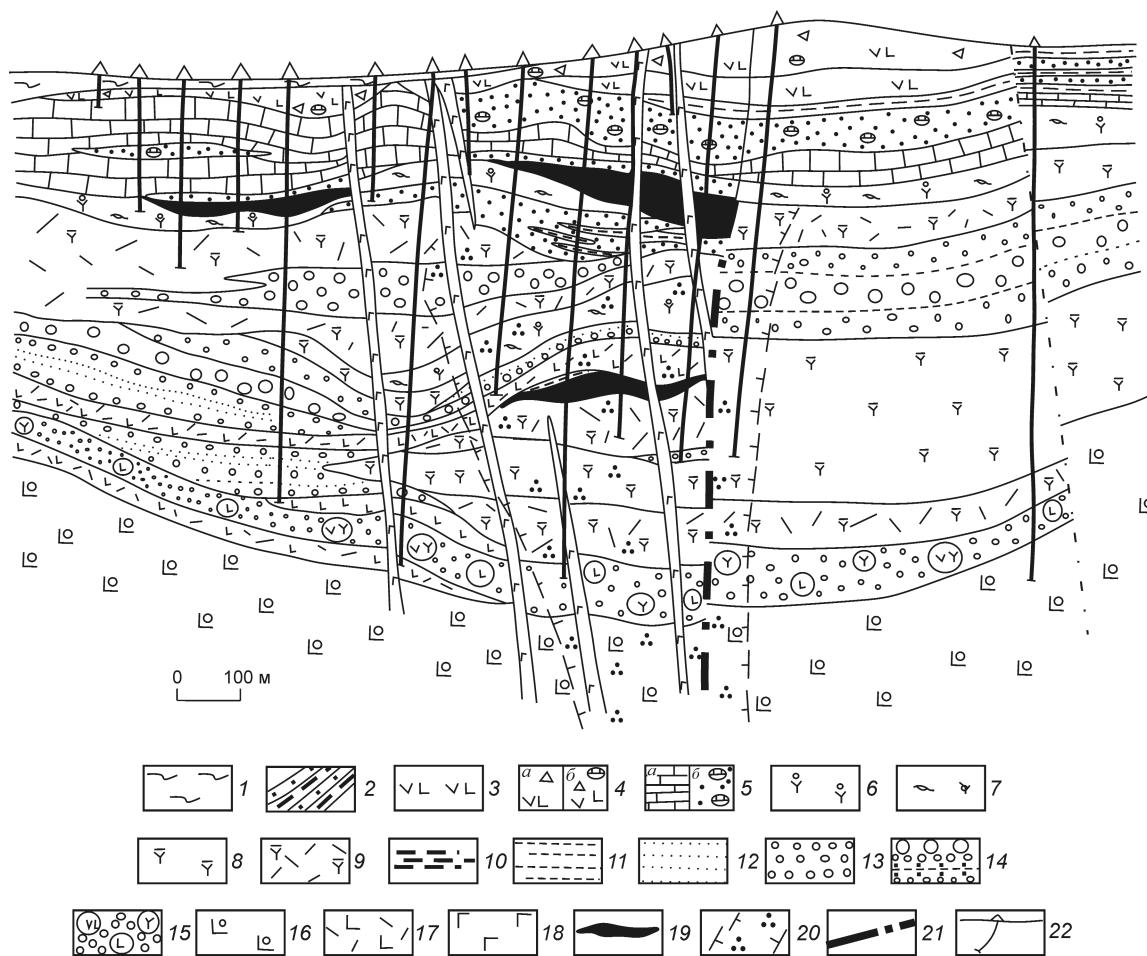


Рис. 2. Типовой геологический разрез Узельгинского месторождения:

1 — четвертичные отложения (глины, суглинки); 2 — кремнистые сланцы с прослоями песчаников; осадочно-вулканогенная толща: 3 — пироксен-плаггиоклазовые порфириды андезитобазальтового состава, 4 — агломератовые туфы пироксен-плаггиоклазовых порфиритов (а), то же, с обломками известняков (б); 5 — карбонатная толща: известняки массивные (а) и обломочные (б); вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования рудоносной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации: 6 — крупнокварцевые риодациты, 7 — кристалловитротуфы, литокристалловитротуфы крупнокварцевых риодацитов, 8 — базокварцевые и мелкопорфирокварцевые риодациты, 9 — туфы мелкопорфирокварцевых риодацитов, 10 — кремни, кремнистые пелитовые туффины, 11 — туфоалевролиты, 12 — туфопесчаники, 13 — туфогравелиты, 14 — ритмичное чередование туфогенно-осадочных пород различной размерности, 15 — туфогенно-осадочные породы смешанного состава, 16 — лавы и лавобрекчии афировых миндалекаменных базальтов, 17 — туфы афировых и мелкопорфирокварцевых миндалекаменных базальтов; 18 — дайки диабазов, диабазовых порфиритов; 19 — рудные тела; 20 — околорудные серицит-кварцевые метасоматиты с вкрапленной сульфидной минерализацией и их границы; 21 — тектонические нарушения; 22 — разведочные скважины

нить рудоносные участки из геологического пространства.

Для колчеданных месторождений в качестве главных элементов геолого-поисковых моделей выделяются: рудовмещающие части разреза рудоносной формации с подрудными (дорудными) и надрудными (пострудными) образованиями; субпластовые и комбинированные залежи массивных руд; рудоносные (литолого-стратиграфические) уровни; рудоконтролирующие и рудовмещающие

структуры; метасоматиты серицитолитовой формации; горизонты сульфидоносных осадочных пород и обломочных руд, а также кремнистые отложения с оксидами Fe и Mn над залежами массивных руд и на их флангах; эндогенные геохимические ореолы; геофизические аномалии.

ЦНИГРИ в тесном содружестве с геологами Урала на основе накопленного опыта поисков и открытия большой группы колчеданных месторождений была создана обобщенная прогнозно-пои-

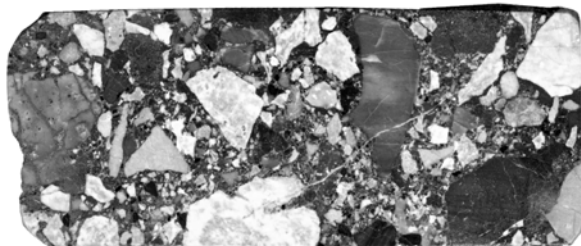


Рис. 3. Фото образца с рудокластами (обломки темно-серого цвета)

сковая модель колчеданного месторождения уральского типа (рис. 1) [1, 2].

В типовой для Урала ситуации выделяются следующие элементы моделей:

отложения, перекрывающие колчеданосные вулканогенные формации — контрастные или непрерывные, представленные обычно, кроме продуктов мезозойско-кайнозойского осадконакопления, субплатформенными граувакковыми отложениями, вулканогенными молассоидами и породами базальт-андезит-базальтовой порфиритовой формации;

продуктивные (колчеданосные) вулканогенные формации, контрастные риолит-базальтовые и непрерывные базальт-андезит-дацит-риолитовые, площади развития которых отвечают потенциальным рудным районам;

рудовмещающие кислые дифференциаты продуктивных формаций, площади развития которых рассматриваются как потенциальные рудные поля;

рудоконтролирующие части разреза продуктивных вулканогенных формаций: лавово-пирокластические толщи кислых вулканитов андезитодацитового, дацитового состава с экструзивными куполами кварцевых порфиров; уровни локализации гидротермально-осадочных руд, приуроченные к границам смены состава вулканитов рудоносной формации, фиксируются по присутствию послойной вкрапленности и прослоев сульфидных руд, наличию среди обломочных пород рудокластов и маломощных пластообразных тел метасоматитов. Количество таких уровней может быть 1–2, иногда до 4–5;

рудоконтролирующие структуры — чаще всего палеовулканические сооружения, образованные экструзивными и субвулканическими фациями умеренно кислого и кислого составов. Нередки группы экструзивных куполов риолитового и риолитадацитового составов нескольких периодов (и уровней) формирования;

комплекс поисковых признаков рудных тел: рудоподводящие каналы, ориентированные под значительными углами к рудоконтролирующей поверхности напластования (рис. 2); рудовмещающие струк-

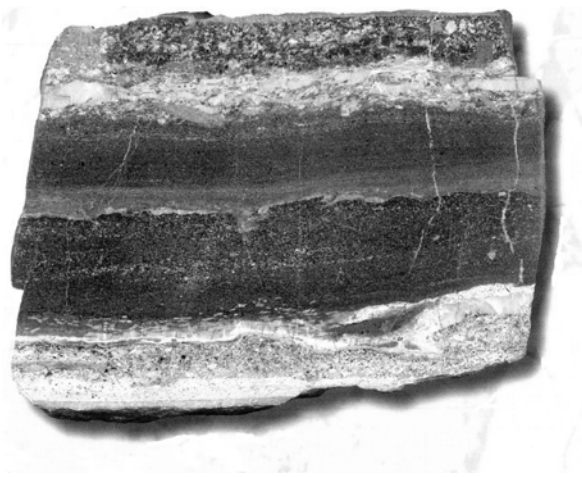


Рис. 4. Послойная сульфидная вкрапленность

туры, представленные на слабо преобразованных месторождениях синвулканическими депрессиями, фиксируемыми по раздувам мощностей рудоносных образований и наличию пачек и горизонтов вулканических пород. Подобные депрессии сопряжены с рудоподводящими каналами, нередко вмещающими часть сульфидных руд в виде секущих апофиз лежащего бока согласных залежей (см. рис. 2);

сульфидоносные метасоматиты серицитолитовой формации, подчиненные рудоподводящим каналам, ограниченные по восстанию поверхностями рудоконтролирующих уровней и отвечающие лежащему боку рудных тел; в ряде случаев на месторождениях руды залегают этажно, метасоматические образования могут залегать выше рудных тел (см. рис. 2);

эндогенные ореолы рассеяния в рудовмещающих толщах, подчиненные зонам метасоматитов серицитолитовой формации, но развивающиеся шире последних. В перекрывающих толщах ореолы, как правило, почти вплотную примыкают к всяческому боку гидротермально-осадочных частей комбинированных рудных тел и при значительной мощности толщ практически не проявлены на эрозионном срезе;

рудокласты присутствуют лишь на тех объектах, где синвулканические деформации существенно изменили рельеф поверхности рудолокализации до захоронения руд, а режим последующего осадконакопления обеспечил разрушение отложенного рудного вещества (рис. 3);

послойная сульфидная вкрапленность в вулканических пачках на выклинках рудных тел (рис. 4).

Отмеченные главные элементы геолого-поисковой модели отражаются в соответствующих геохимических и геофизических полях, в рудно-мине-

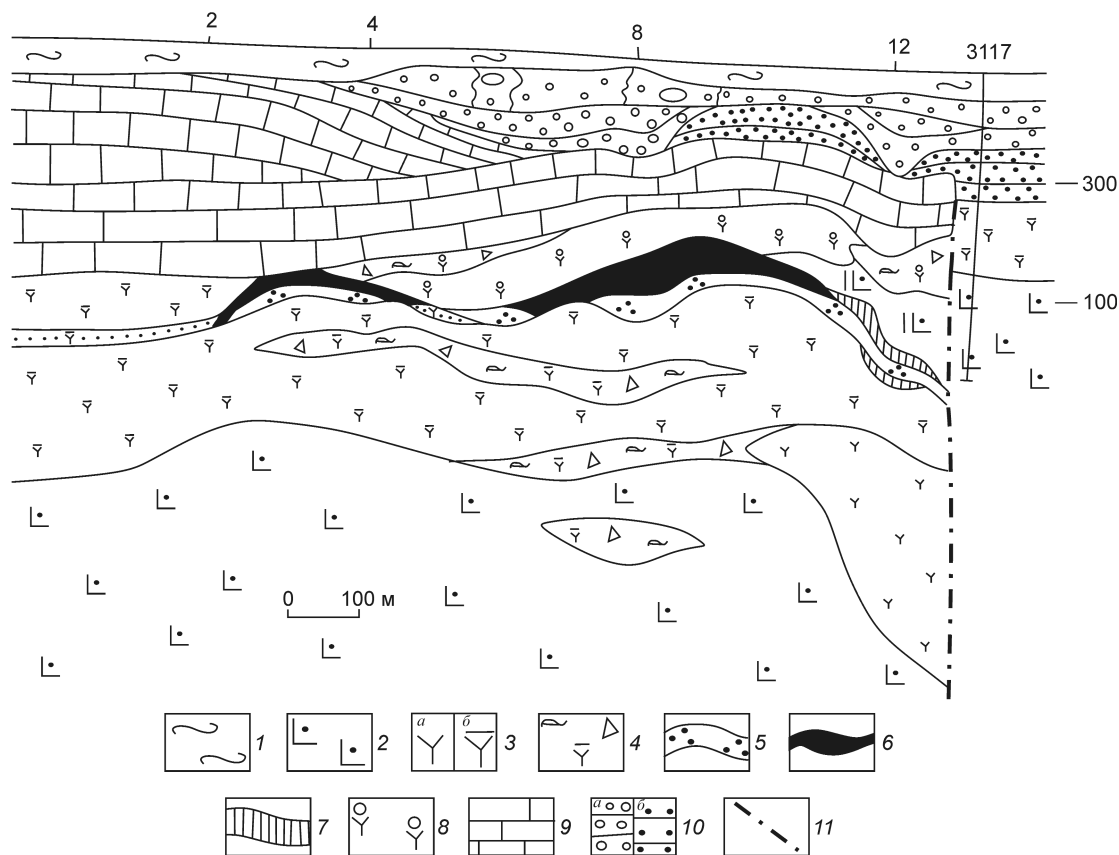


Рис. 5. Типовой геологический разрез месторождения Чебачье:

1 — кора выветривания и рыхлые мезокайнозойские отложения; 2 — лавы и туфы миндалекаменных афировых и мелкоквартцопорфировых базальтов; 3 — дациты, риолитодациты, реже андезитодациты (*a* — базокварцевые, *b* — мелкокварцпорфировые); 4 — разнообломочные лавобрекчии, кластолавы дацитов и риолитодацитов; 5 — околорудные серицит-кварцевые метасоматиты с интенсивной вкрапленной сульфидной минерализацией (>5%); 6 — тела сплошных колчеданных руд; 7 — тела вкрапленных руд; 8 — крупноквартцопорфировые дациты и риолитодациты, их кластолавы; 9 — массивные рифогенные известняки; 10 — туфогравелиты (*a*) и туфопесчаники (*b*) смешанного состава иногда с обломками известняков; 11 — синвулканические разрывные нарушения

ралогических характеристиках, которые в этой статье не рассматриваются.

В процессе колчеданообразования обособляются рудные тела двух основных классов. К первому из них принадлежат пластообразные, согласные с напластованием залежи, образованные в результате гидротермально-осадочного рудоотложения в депрессионных структурах и сопряженные с непромышленными гидротермально-метасоматическими прожилково-вкрапленными рудами лежащего бока (рис. 5). Частным случаем залежей этого класса могут быть «бескорневые тела».

Второй класс представляют комбинированные залежи в форме уплощенных воронок, Т-образных и близких к ним тел. Субсогласные части таких тел, контролируемые депрессионными структурами, принадлежат к производным гидротермально-осадочного процесса, а крутые апофизы со стороны

лежащего бока обладают всеми признаками гидротермально-метасоматического рудоотложения в подводящих каналах.

Медноколчеданные месторождения в большинстве случаев представлены группами залежей, располагающихся на общем литолого-стратиграфическом уровне или этажно на нескольких подуровнях в его пределах (рис. 6).

В практике ГРП важное прогнозное и поисковое значение имеют варианты обстановок нахождения колчеданных месторождений. Они различаются главным образом пространственной ориентировкой типовой модели, что фактически выражается в разных положениях плоскостей эрозионных срезов I–XIII (см. рис. 1).

Первый вариант обстановок отвечает субгоризонтальному залеганию рудных тел и вмещающих пород (эрозионные срезы I–IV). В таких обстанов-

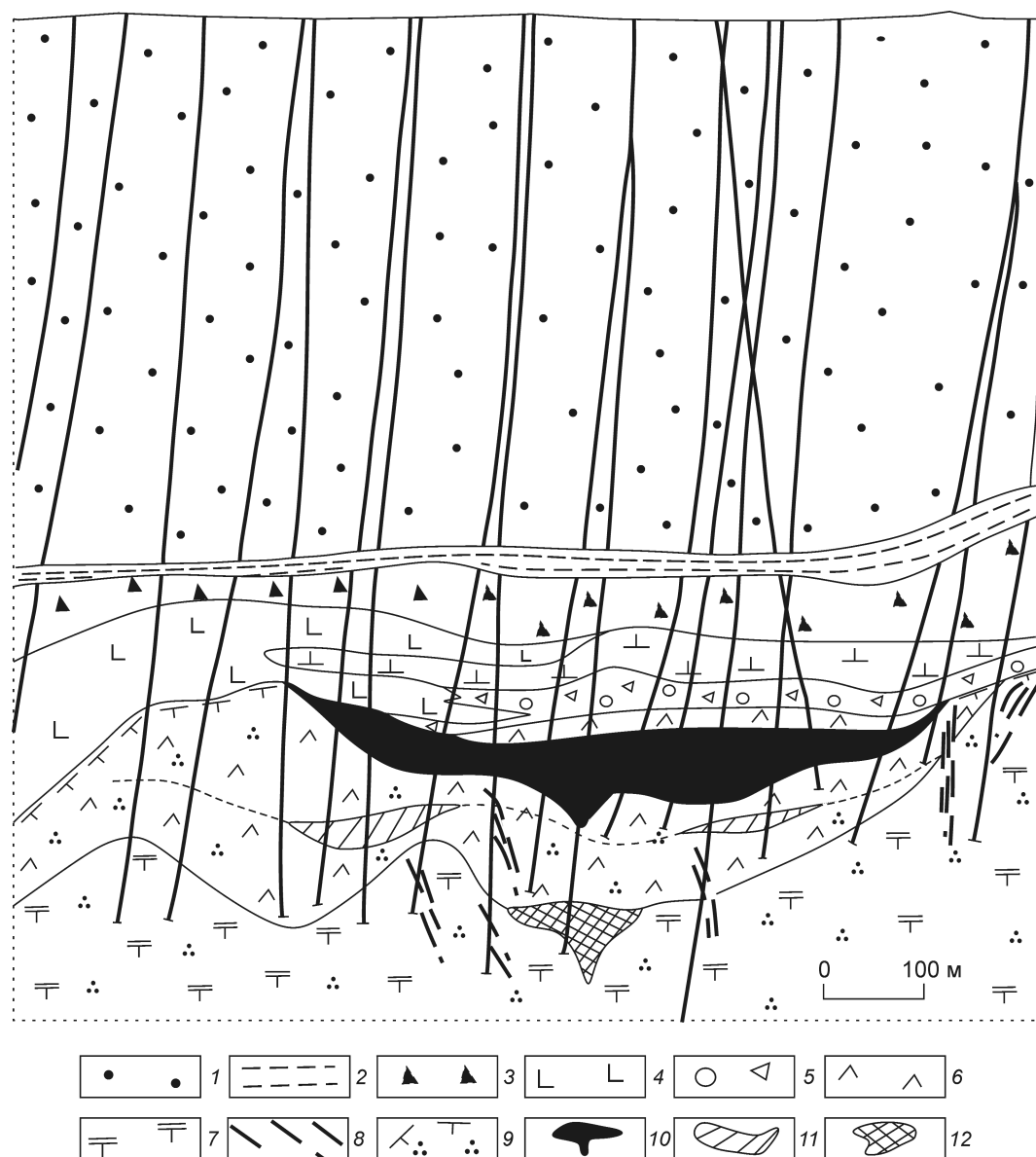


Рис. 6. Типовой геологический разрез Подольского месторождения:

1 — вулканические молассоиды; 2 — яшмы, кремни; 3 — обломочные породы пестрого состава; 4 — постколчеданные образования базальт-андезитобазальтового состава; колчеданосные образования: 5 — породы дацитового состава с рудокластами; 6 — туфовые и лавовые фации дацитового состава; 7 — экструзивный купол риолитового состава; 8 — зоны рассланцевания; 9 — границы зоны околорудных кварц-серицит-хлоритовых образований; рудные залежи: 10 — верхнего, 11 — среднего, 12 — нижнего подуровней

ках месторождения слабо затронуты послерудными преобразованиями, сохраняют все признаки субмаринного рудообразования.

Варианты положения эрозионных срезов I и II отражают выходы на поверхность пород, которые перекрывают рудоносную формацию. Присутствие последних на глубине может быть установлено в ходе геофизических исследований и структурно-поискового бурения. В этих случаях возможность

проведения ГРП, нацеленных на выявление колчеданных месторождений, зависит от мощности перекрывающих толщ.

Более низкое положение эрозионного среза (III) наиболее перспективно, поскольку вскрывается верхняя часть разреза колчеданосной формации, включая залежи верхних уровней, рудокласты, проявления надрудной гематитизации, метасоматиты серицитолитовой формации, рудоконтролирую-

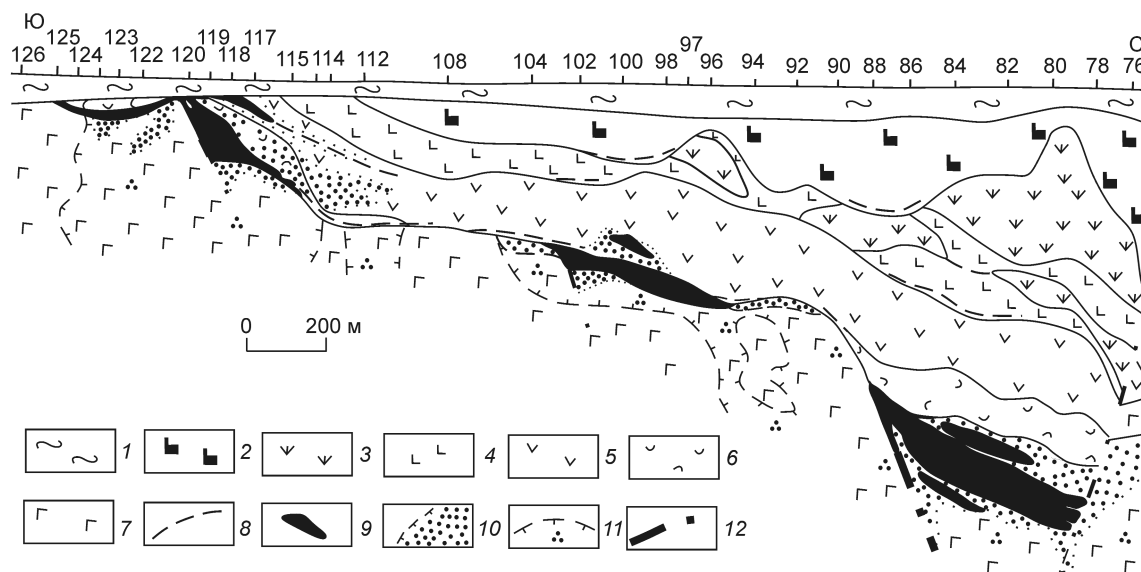


Рис. 7. Продольный геологический разрез Юбилейного месторождения:

1 — рыхлые отложения; 2 — базальт-андезитобазальтовая формация (послерудная); колчеданоносная риолит-базальтовая формация с толщами; 3 — риолитодацитов (экструзивные фации), 4 — базальт-андезитобазальтовой, 5 — дацитовой, 6 — андезиодацитовой, 7 — спилит-вариолитовой; 8 — пачки вулканомиктовых пород; 9 — колчеданные залежи; гидротермально-метасоматические изменения и контуры их распространения; 10 — серицит-хлорит-кварцевые, 11 — пропилитовые; 12 — разрывные нарушения; 76–126 — номера профилей разведочных скважин

шие литолого-стратиграфические уровни, горизонты вулканомиктовых пород с послойной вкрапленностью сульфидов, рудовмещающие и рудоконтролирующие палеовулканические структуры, надрудные геохимические ореолы. Так, Бурибайское, Учалинское, Старо-Сибаяевское месторождения были открыты при изучении выходов на современный эрозионный срез бурожелезняковых образований их «железных шляп».

Эрозионный срез более глубокого уровня (IV) также вскрывает толщи продуктивной формации, зоны метасоматитов с вкрапленностью сульфидов и, на первый взгляд, все основные элементы модели. Однако на этом срезе преобладают пострудные базальтовые дифференциаты, метасоматиты имеют крутое (трубообразное) залегание, геохимические ореолы относятся к подрудным. Эти факты позволяют уверенно относить такие площади в разряд бесперспективных.

Обстановки нахождения месторождений, испытавших дислокации различной интенсивности, на рис. 1 отвечают положениям эрозионных срезов от V до XIII.

Исходя из модели, срезы V, VIII, XI и VII, X, XIII с крутонаклонным залеганием относятся к бесперспективным или малоперспективным обстановкам поисков. На срезах V, VIII и IX рудные залежи

залегают достаточно глубоко и их поиски экономически не целесообразны; срезы VII, X и XIII вскрывают колчеданоносные структуры в значительной мере эродированные. Наиболее интересны в практическом отношении эрозионные срезы VI, IX, XII. Именно в таких обстановках располагаются многие месторождения Урала. Среди них можно выделить следующие группы месторождений.

Наклонные залежи слабо преобразованы, сохраняют основные черты строения типовой модели. Такая обстановка отмечается на ряде колчеданных месторождений; она благоприятна для ведения поисков, поскольку на поверхности можно наблюдать важные элементы поисковой модели, в том числе прямые поисковые признаки месторождений. В подобных обстановках вполне вероятно также обнаружение новых рудных залежей по падению рудоконтролирующих уровней (рис. 7).

Месторождение размещается на типовом уровне (граница основных и кислых дифференциатов рудоносной формации), характеризуется наличием трубообразных тел кварц-серицит-пиритовых метасоматитов рудоподводящего канала в подошве рудных залежей, сохраняет типовую рудную зональность.

Первые открытые рудные тела месторождения залежали на глубинах 30–60 м под перекрывающими

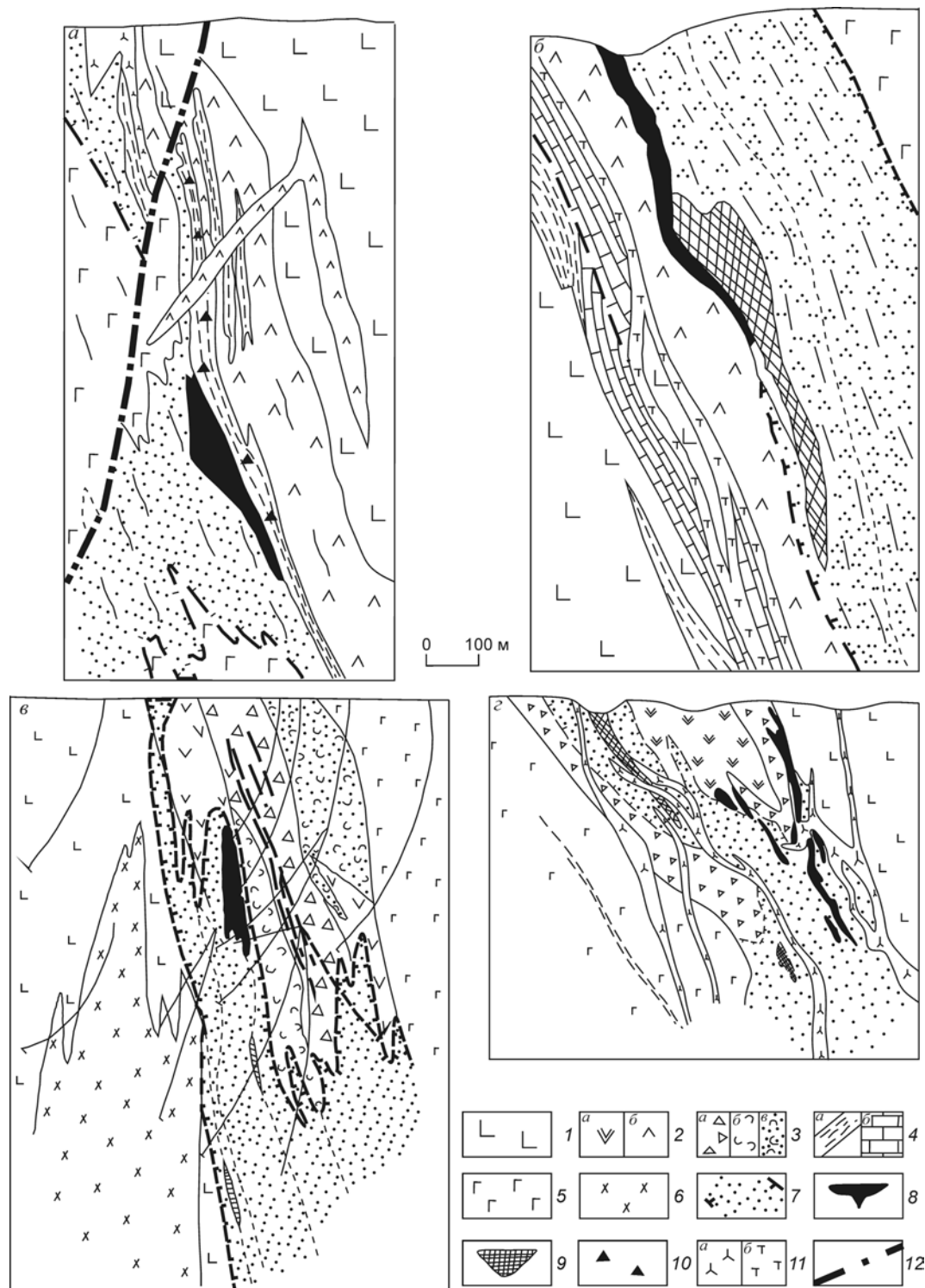


Рис. 8. Колчеданные объекты Среднего Урала:

месторождения: *а* — Левихинское, *б* — Дегтярское, *в* — Красногвардейское, *г* — им. III Интернационала; 1 — вулканы постколчеданной базальт-андезитобазальтовой формации; 2 — вулканы колчеданосной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (лавы и туфы) андезиодацитового (*а*) и дацитового (*б*) состава; 3 — туфы кислого состава (*а* — грубообломочные, *б* — кристаллокластические, *в* — литокристаллокластические); 4 — пачки вулканомиктовых пород (*а*), известняки (*б*); 5 — лавы базальтового и андезиобазальтового состава; 6 — плагиограниты; 7 — метасоматиты серицитолитовой формации (нерасчлененные); рудные тела: 8 — медноколчеданные, 9 — серноколчеданные; 10 — рудокласты; 11 — дайковые тела (*а* — габброиды, *б* — гипербазиты); 12 — разрывные нарушения

ми мезокайнозойскими образованиями. В дальнейшем ГРР были нацелены на опосредованное рудоносное пространство по его достаточно пологому погружению под мощные толщи захоранивающих образований. Залежи IV и наиболее крупная VI были выявлены на глубинах от 500 до 1300 м.

Крутонаклонные залежи, претерпевшие интенсивные дислокации во всем объеме околорудного пространства, типичны для объектов Среднего Урала. Здесь крутое, порой запрокинутое (срезы IX и XII) залегание приобрели уровни рудокализации и синвулканические рудовмещающие структуры, а также рудные тела и зоны околорудных метасоматитов. При динамометаморфизме, сопутствующем дислокациям, околорудные метасоматиты и частично вмещающие породы преобразовались в сланцы с утратой первичных структурно-текстурных особенностей руд. Руды этих месторождений ранее большинством исследователей относились к производным гидротермально-метасоматических процессов, проявленных уже после складчатости. Тем не менее, даже при интенсивном динамометаморфизме они в целом сохраняют важнейшие элементы типовой гидротермально-осадочной модели колчеданного месторождения (рис. 8, *a–z*).

Месторождение Левихинское характеризуется крутонаклонным залеганием рудного тела (Левиха-ХIII) на контакте толщ основного и кислого составов, наличием со стороны лежащего бока рудной залежи трубообразного тела кварц-серицит-пиритовых метасоматитов, нередко преобразованных в сланцы (см. рис. 8, *a*). Рудная залежь Дегтярского месторождения имеет запрокинутое залегание кислых вулканитов на контакте с постколчеданными образованиями; со стороны висячего бока рудного тела развита толща кварц-хлорит-серицитовых сланцев (первичная природа которых не поддается расшифровке) с сульфидами, здесь же фиксируется мощный раздув серноколчеданных руд рудоподводящего канала (см. рис. 8, *b*). Месторождение Красногвардейское отличается субвертикальным залеганием рудного тела на контакте кислых вулканитов и постколчеданных образований; околорудные, часто адиагностичные, метасоматиты кварц-хлорит-серицитового состава развиты на фланге, в кровле и подошве основного рудного тела. На месторождении им. III Интернационала крутопадающие рудные тела закономерно залегают в рассланцованных кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах по вулканитам кислого состава. Одно из рудных тел — Зона Шмидта (полиметаллические руды), секущая по отношению к общему залеганию верхней и нижней залежей, рассматривается как продукт регенерации руд нижней серноколчеданной рудной залежи (см. рис. 8, *в*).

Из приведенных примеров видно, что колчеданные месторождения, испытывавшие воздействие послерудных дислокаций и связанного с ними динамометаморфизма, а также контактового метаморфизма (нами не рассматривавшегося), сохраняют основные элементы типовой геолого-поисковой модели. Наибольшие преобразования в этих условиях претерпевают состав руд и околорудных метасоматитов, однако и в этих случаях совокупность элементов рудно-метасоматической и геохимической зональности, наряду с эпигенетическими, сохраняет первоначальные черты.

Изложенные выше материалы позволяют сделать ряд важных в практическом отношении выводов:

разработанные элементы моделей должны быть положены в основу легенд карт прогноза; их выявление и картирование — задача конкретных исполнителей геологоразведочных работ;

модель и ее элементы определяют выбор оптимальных методов ГРР, необходимых для обнаружения колчеданных месторождений;

разработанную обобщенную модель следует конкретизировать и адаптировать к реальным условиям проведения ГРР.

В заключение приведем примеры использования или возможного использования разработанной модели в практике геологоразведочных работ. На территории Республики Башкортостан значительная часть колчеданосных толщ перекрыта мощными (>400–500 м) послерудными образованиями. При высокой степени изученности этих толщ, выходящих на уровень современного эрозионного среза, особый интерес для поисков представляют локальные депрессии послерудных образований площадью в десятки квадратных километров, по периферии которых в колчеданосных комплексах ранее были установлены прямые поисковые признаки колчеданного оруденения — зоны кварц-серицитовых метасоматитов с рудной прожилково-вкрапленной минерализацией, приуроченные к определенным уровням. В соответствии с геолого-поисковой моделью, а также исходя из необходимости продолжить опосредованное рудоносное пространство, в таких депрессиях выполнялся комплекс дорогостоящих глубинных поисков, включая гравиметровые, магнитометрические, сейсморазведочные методы и буровые работы. В результате на глубинах 450–700 м были установлены Подольское, Восточно-Подольское, Северо-Подольское месторождения (>2 млн. т Cu) и ряд перспективных рудопроявлений. В настоящее время аналогичные работы проводятся в Богачевской депрессии, где под мощным чехлом (300–350 м) обнаружено среднее по масштабам месторождение.

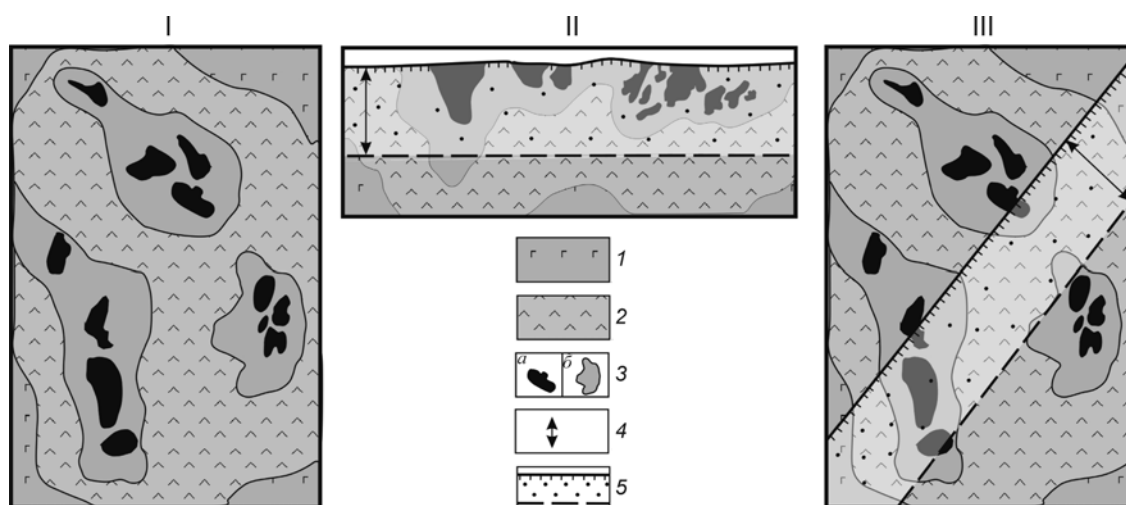


Рис. 9. Сопоставление площадей опоискования рудных полей в обстановках слабо- и интенсивно дислоцированных колчеданосных толщ:

I — подрудные вулканы основного состава; *2* — рудовмещающие вулканы кислого состава; *3* — проекции рудных залежей на плоскость, параллельную поверхности рудоотложения (*a* — выявленных, *b* — не выявленных при данных условиях опоискования); *4* — экономически целесообразная глубина опоискования; *5* — опоискованная площадь рудного поля в дислоцированной обстановке; *I* — рудное поле в обстановке малых дислокаций Южного Урала; *II* — рудное поле в обстановке интенсивных дислокаций Среднего Урала; *III* — соотношение опоискованной площади рудного поля на Среднем Урале с аналогичной площадью на Южном Урале (вариант)

Еще один пример — Сибайское рудное поле. В его пределах по модельным построениям прогнозировалось возможное наличие на верхнем рудоносном уровне сближенных групп рудных залежей. В последние годы к северу от Сибайского месторождения на том же уровне выявлено Камаганское месторождение (оно уже разрабатывается), а в 2006 г. на его фланге — Северо-Сибайское проявление, разведываемое в настоящее время. Вместе с тем, прорабатывается вопрос о необходимости поисков на нижнем более глубоком уровне Сибайского рудного поля (500–700 м), перспективы которого не исчерпаны. Уже определены участки поисковых работ, которые сдерживает отсутствие финансирования.

Особенность условий ведения поисков в обстановках крутого (до вертикального и опрокинутого) залегания рудовмещающих пород и колчеданных залежей состоит в том, что ширина выхода рудовмещающих пород кислого состава на дневную поверхность, как правило, невелика и зависит от случайного положения плоскости эрозионного среза. В связи с этим рекомендуется прослеживание таких толщ по простиранию и падению в целях обнаружения раздувов мощностей, отвечающих синвулканическим рудовмещающим депрессиям или рудоносным экструзивно-вулканокластическим постро-

кам. Уровни рудолокализации при этом достаточно полно могут быть опоискованы по простиранию, в то время как вскрытие их по падению ограничивается определенным уровнем глубин, доступных для изучения современными средствами геологоразведочных работ. Сопоставление размеров площадей рудоносных уровней в обстановках субгоризонтального и крутого залегания рудовмещающих толщ, которые технически доступны для опоискования (рис. 9), показало, что при крутом залегании лишь небольшая часть (10–50%) площади типового (для Южного Урала) рудного поля может экономически обоснованно характеризоваться по данным бурения. Поэтому перспективы интенсивно дислоцированных колчеданосных толщ заведомо ниже, чем у аналогичных толщ, не затронутых такими преобразованиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волчков А.Г. Геолого-поисковые модели медноколчеданных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 233. С. 34–38.
2. Месторождения колчеданного семейства / А.И.Кривцов, О.В.Минина, А.Г.Волчков и др. // Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов. ЦНИГРИ, 2002.

УДК 553.441(571.65)

© Коллектив авторов, 2014

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНИЙ ХАКЧАН, МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

М.В.Наталенко, М.А.Имамендинова, В.А.Данильченко, М.В.Данилин, А.Н.Гудин (ФГУП «ЦНИГРИ»), Н.В.Цымбалюк (ООО «Станнолит»)

Определено положение Верхне-Хакчанского золоторудного месторождения в региональных структурах, приведены данные о его геологическом строении, морфологии рудных зон, минеральном составе руд и метасоматитов. Определены параметры физико-химического режима минералообразования. Рассмотрены перспективы дальнейшего освоения объекта.

Ключевые слова: Магаданская область, золоторудное месторождение, рудная зона, прожилково-вкрапленная минерализация.

Наталенко Мария Владимировна, international@tsnigri.ru, Имамендинова Мария Александровна, imamendinova@gmail.com, Данильченко Виктор Александрович, Данилин Максим Владимирович, Гудин Александр Николаевич, Цымбалюк Николай Владимирович

THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF GOLD DEPOSIT VERKHNII KHAKCHAN, MAGADAN REGION

M.V.Natalenko, M.A.Imamendinova, V.A.Danilchenko, M.V.Danilin, A.N.Gudin, N.V.Tsymbal'uk

The position of Verkhniy-Khakchan gold deposit in the regional structures, data about its geological structure, morphology of ore zones, mineral composition of ores and metasomatites are defined. The parameters of the physico-chemical regime of mineral formation are determined. The prospects of the further development of the object are also discussed.

Key words: Magadan region, gold deposit, ore zone, vein-impregnation mineralization.

Верхне-Хакчанское месторождение обнаружено и частично разведано с поверхности в 1948 г. Б.А.Федоровым. В дальнейшем работы на нем продолжались с перерывами в течение ряда лет (К.А.Осокина, 1950 г., А.В.Ляджин, 1955 г., Н.А.Лопаткин, 1967–1968 гг.). Перспектива выявления промышленно значимого месторождения авторами геологических отчетов связывалась с оценкой рудной зоны Основная. Данная рудная зона отнесена ими к разряду средних по запасам месторождений, не удовлетворяющих требования промышленности по действовавшим в то время районным кондициям. По результатам более поздних работ (ОАО «Сусуман-золото» 1996–1998 гг.) с оценкой главных рудных тел месторождения установлено, что при снижении оценочных параметров для руд до 2,0 г/т рудная зона Основная пригодна для отработки. В ходе поисково-оценочных работ ООО «Станнолит» в 2007–2009 гг. центральная часть рудной зоны Основная была разбурена по нескольким профилям. В результате подтверждены перспективы выявления крупнотоннажного месторождения — апробированные прогнозные ресурсы категории P_1 составили 36,0 т Au со средними содержаниями 1,77 г/т. Новые данные, полученные авторами в 2005–2012 гг., позволяют дополнить и существенно уточнить геологическое строение и особенности вещественного состава рудных тел месторождения.

Региональная позиция. Верхне-Хакчанское месторождение расположено на северо-западе

Магаданской области вблизи границы с Республикой Саха (Якутия). Хакчанский рудный узел приурочен к северо-западному замыканию Аян-Юряхского антиклинория и локализован в зоне динамического влияния одной из ветвей регионального рудоконтролирующего Чай-Юрьинского разлома. Площадь рудного узла размером 15×20 км² совпадает с крупной антиклинальной складкой первого порядка. В его пределах на расстоянии 10 км друг от друга найдены два рудных поля — Средне- и Верхне-Хакчанское, а также многочисленные рудопроявления и точки золоторудной минерализации. По данным вторичных потоков рассеяния территория рудного узла оконтуривается комплексными геохимическими аномалиями Au, Ag, As, Pb, Zn.

Геологическое строение рудного поля. Верхне-Хакчанское рудное поле площадью 5×6 км² совпадает с антиклинальной складкой второго порядка, погружающейся на запад и восток. Границы его проведены по северо-западным, субмеридиональным и субширотным разломам с учетом распределения прямых признаков рудной минерализации. По потокам рассеяния в пределах рудного поля выявлены аномалии Au, а по литогеохимическим данным — Au и As. По результатам комплексной аэрогеофизической АГС-съемки месторождение отчетливо фиксируется как участок повышенной концентрации К.

В пределах рудного поля известны три россыпи (по ручьям Верхний Хакчан, Бургагы и Адыгалах).

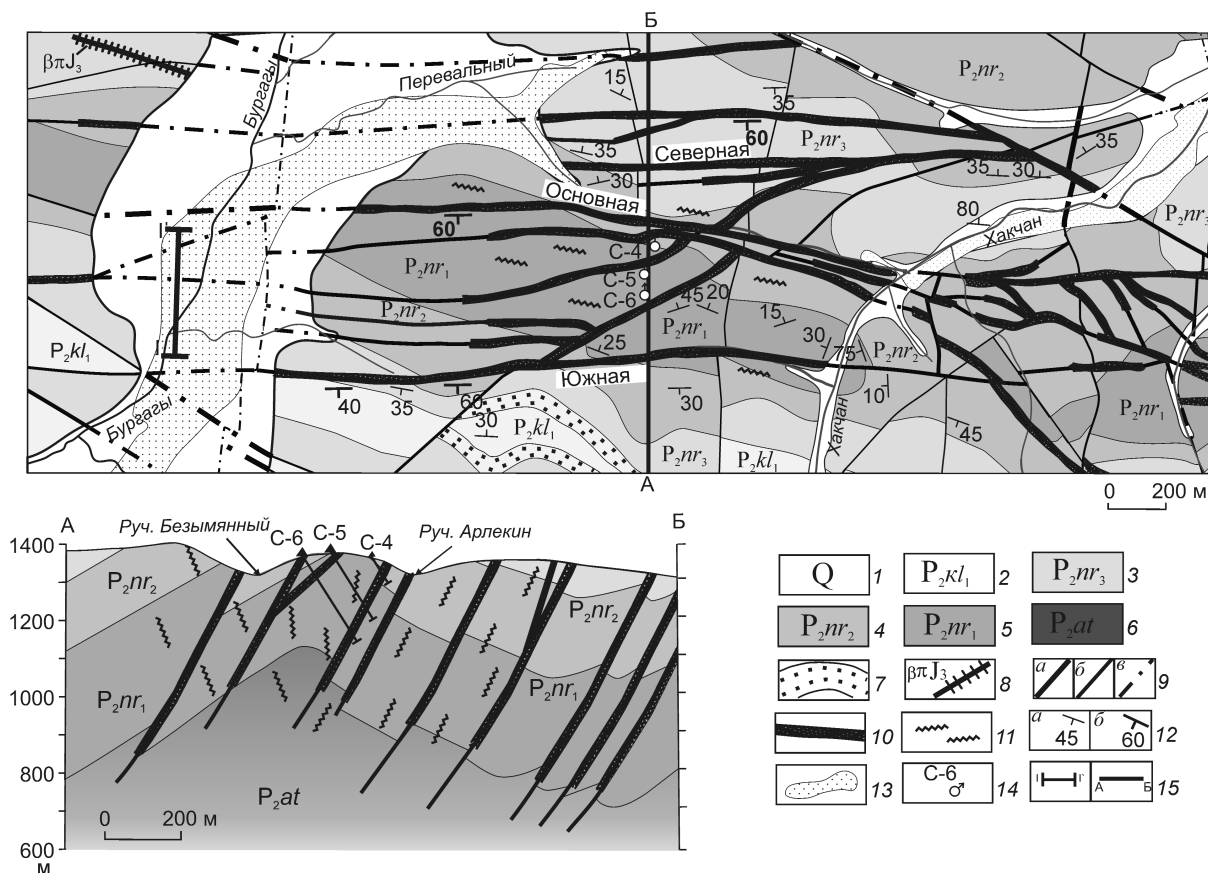


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Верхний Хакчан, с использованием данных ООО «Станолит», Я.Н.Николаевой, Н.Н.Кузнецова (1979 г.), В.П.Артюхова (1999 г.):

1 — четвертичные отложения; 2–6 — верхнепермские отложения: 2 — кулинская свита, нижняя пачка, песчано-глинистые и глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, линзы конгломератов; нерючинская свита: 3 — верхняя пачка, массивные алевролиты с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, в основании — мелкозернистые песчаники, песчаные алевролиты, 4 — средняя пачка, массивные алевролиты с прослоями песчаных алевролитов и алевропесчаников, 5 — нижняя пачка, песчаные алевролиты, массивные алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники, прослой гравелитов, алевропесчаников, диамиктитов; 6 — атканская свита, диамиктиты с прослоями алевролитов; 7 — пласты песчаников; 8 — позднеюрский (нера-бохапчинский) интрузивный комплекс, дайки диабазовых порфиров; 9 — разрывные нарушения (а — главные, б — второстепенные, в — под четвертичными отложениями); 10 — минерализованные зоны дробления (рудные зоны); 11 — зоны тонкого кварцевого прожилкования; 12 — элементы залегания (а — пластов осадочных пород, б — рудных зон); 13 — отработанные промышленные россыпи золота; 14 — буровые скважины и их номера; 15 — линии разрезов

Для россыпей характерна пониженная крупность золота (<1 мм), что указывает, по данным С.Ф.Стружкова [3], на преимущественное развитие золоторудной минерализации наталкинского золото-кварцевого типа коренных источников. В шлихах присутствуют минералы полиметаллической ассоциации. Среди зерен самородного золота преобладают золотины рудного облика различной морфологии — кристаллы, дендриты, пластинки и др.

На площади рудного поля развиты комплекс верхнепермских терригенных пород и четвертичные отложения. Верхнепермские породы представлены (снизу вверх по разрезу) отложениями атканской, нерючинской и кулинской свит. Атканская

свита сложена диамиктитами с редкими маломощными прослоями массивных алевролитов. В разрезе нерючинской свиты отмечаются алевролиты, мелкозернистые песчаники с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных диамиктитов. Кулинская свита сложена песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и линзами конгломератов. Характер взаимоотношений отложений атканской свиты и подстилающих пород не установлен. Породы нерючинской и атканской свит залегают в целом согласно, в западной части рудного поля граница между ними тектоническая.

Для локализации оруденения наиболее благоприятна нижняя подсвита нерючинской свиты

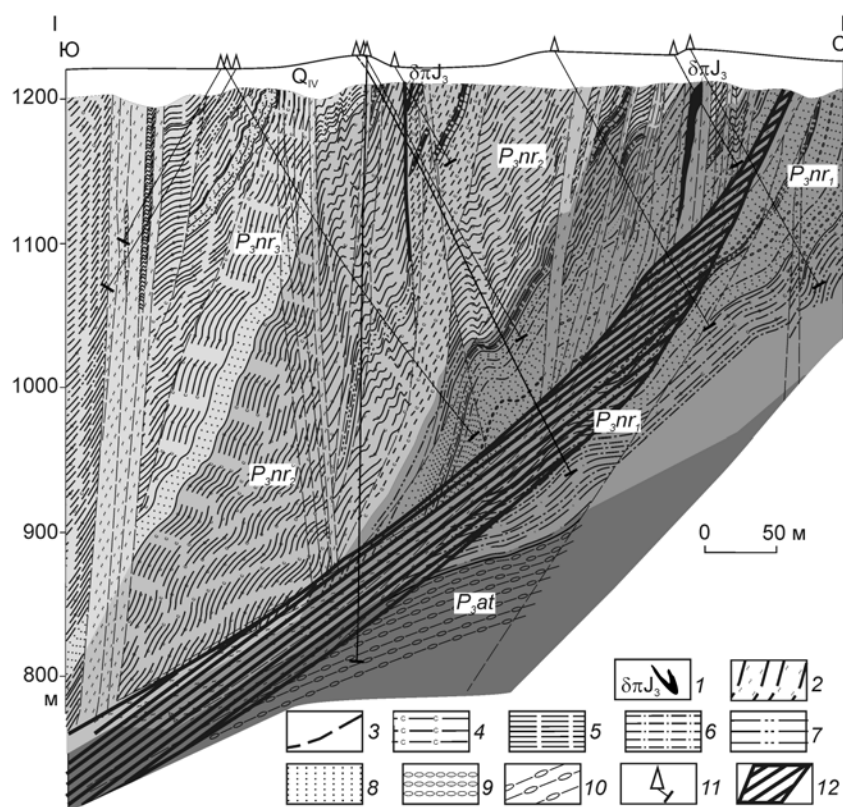


Рис. 2. Геологический разрез через западную часть месторождения Верхний Хакчан:

1 — дайки позднеюрских диоритовых порфиритов; 2 — крупные разрывные нарушения (зоны милонитизации и крупнообломочного дробления); 3 — второстепенные разрывные нарушения, тектонические трещины; 4 — алевролиты с туфогенной примесью; 5 — алевролиты; 6 — песчанистые алевролиты; 7 — алевропесчаники; 8 — песчаники; 9 — гравелиты; 10 — диамиктиты; 11 — буровые скважины; 12 — рудное тело (рудная зона Основная); остальные усл. обозн. см. рис. 1

приятна нижняя подсвита нерючинской свиты изменчивого литологического состава. Так, в западной части месторождения увеличиваются песчанистая и туфогенная составляющие нижней подсвиты, с чем предположительно связан раздув мощности Основной рудной зоны (>30 м).

Интрузивные образования рудного поля представлены дайками верхнеюрских диабазовых порфиритов, диоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, спессартитов (нера-бохапчинский комплекс) и верхнемеловых сиенит-порфиритов (билириканский). Протяженность даек от сотен метров до первых километров, мощность достигает 30 м, простирание в основном субширотное, реже северо-западное, падение крутое и вертикальное. Повышенные содержания золота в дайках не отмечались. Связь золотого оруденения с магматическими образованиями не установлена.

В структурном плане месторождение тяготеет к ядерной части асимметричной Верхне-Хакчанской антиклинальной складки второго порядка. Размах

крыльев складки >1 км, углы падения крыльев 30–40°. Верхне-Хакчанская антиклиналь осложнена приразломными складками более высоких порядков (размах крыльев первые метры, углы падения до 75°), которые вмещают отдельные зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Среди разрывных нарушений развиты две системы — рудовмещающий Верхне-Хакчанский сбросо-сдвиг северо-западного простирания (опережающая ветвь Чай-Юрьинского регионального разлома) и крупные субмеридиональные сбросы.

Геолого-структурные особенности месторождения и морфология рудных тел. Верхне-Хакчанское месторождение локализовано в пределах отрезка одноименного сбросо-сдвига протяженностью 2,5 км. Между северо-восточным и юго-западным швами сбросо-сдвига широко развиты субширотные разломы, являю-

щиеся динамопарой сдвига северо-западного простирания. В них сосредоточен основной объем золоторудной минерализации. Рудовмещающие крутопадающие субширотные сбросо-сдвиги вылаживаются на глубоких горизонтах. Часть рудовмещающих нарушений субширотной системы можно отнести к листрическим разломам, весьма сходным по морфологии с разрывами, ограничивающими рудное тело Наталкинского месторождения.

На площади месторождения выявлены линейные вторичные геохимические ореолы Au >0,3 мг/т протяженностью до 2 км, шириной до 1 км, а также практически совпадающие с ними линейные вторичные ореолы As >0,1 мг/т. К центральной части месторождения размер ореолов увеличивается.

По геофизическим данным выделяются три потенциально золотоносные аномальные зоны — Основная, Южная и Северная (рис. 1). Наиболее перспективны Основная и Южная зоны. Они прослеживаются по простиранию на 4500–5000 м и располага-

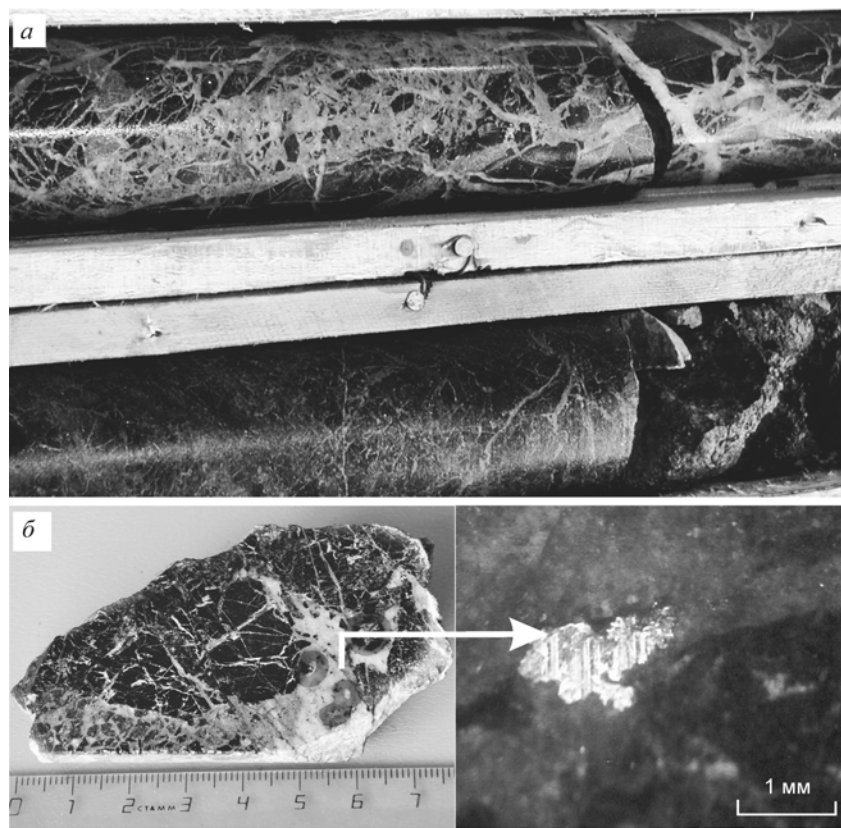


Рис. 3. Фрагмент строения рудоносного штокверка (рудная зона Основная):

a — алевропесчаник, пронизанный разноориентированными серицит-КПШ-карбонат-кварцевыми прожилками, составляющими 100 шт. на 1 см; керн скв. 242, интервал 380,4 м (содержания Au 4,14 г/т на 36 м); *б* — то же, с вкраплениями сфалерита, галенита, арсенопирита, пирита (до 1–2%) и видимого золота (в кружках); обр. С235/254 (содержания Au 5,55 г/т на 7,7 м)

ются в участках повышенных электрических сопротивлений шириной от 400–500 м в восточной, 700–800 м в центральной и ~1000 м в западной частях.

Наиболее детально изучена рудная зона Основная. Она прослежена поверхностными горными выработками на протяжении 5 км и вскрыта скважинами колонкового бурения до глубины 400 м. В составе рудной зоны выделяется рудное тело (среднее содержание Au 2,2 г/т) мощностью 10–30 м в западной части и 1–10 м — в восточной.

Золоторудная минерализация приурочена к отдельным взбросо-сдвиговым тектоническим нарушениям (рис. 2) в зоне Верхне-Хакчанского сбросо-сдвига. В блоках интенсивно трещиноватых тектонически нарушенных терригенных пород многочисленны прожилки и жилы золото-буланжерит-арсенопирит-пирит-серицит-анкерит-альбит-кварцевого состава. В всячем боку зоны прослеживается мощная (от 3 до 10–15 м) полоса вязкой глины черного цвета с обломками кварца размером от 1 мм до 2–3 см. Углы падения тектонических нарушений

колеблются от 33 до 75°. Крутые углы падения сместителя, установленные на поверхности (65–75°), вниз по падению выполаживаются и на глубине 200 м составляют 35–40°. В пределах рудной зоны наблюдаются многочисленные пропеллерообразные изгибы сместителя.

Прожилки и жилы различной ориентировки в зоне дробления как секущие слоистость пород, так и согласные послонные (рис. 3). Послонные прожилки и жилы (20–30 см) часто имеют полосчатую текстуру, обусловленную наличием пластинчатых реликтов вмещающих пород ориентированных вдоль контактов. Основные рудовмещающие зоны субширотного простирания оперяются зонами прожилкового окварцевания терригенных пород мощностью до 20 м.

В проекции рудной зоны на вертикальную плоскость выделяются две области высокой продуктивности (20–90 мг/т), склоняющиеся на запад (рис. 4). Первый рудный столб имеет размер 500×200 м, второй — >1000×200 м. Последний выходит на дневную поверхность лишь в центральной части месторождения, его основная часть скрыта. Столбы развиты в нижнерудочинской подсвите, отличающейся повышенной песчанистостью и наличием туфогенной примеси. В восточной части месторождения рудные столбы не выявлены.

Южная потенциально золоторудная зона представлена линейным штокверком субширотного простирания. Эрозионный срез рудного тела по геофизическим данным минимальный. Об этом свидетельствуют высокоомные аномалии электрического сопротивления, плотность и интенсивность которых возрастают с глубиной. Рудоносный штокверк имеет сложную морфологию. В субвертикальной осевой его части развита прожилково-вкрапленная кварц-сульфидная минерализация. От осевой части штокверка ответвляются субпластовые жильно-прожилковые и прожилково-вкрапленные залежи. С севера штокверковая система ограничена рудной зоной Ос-

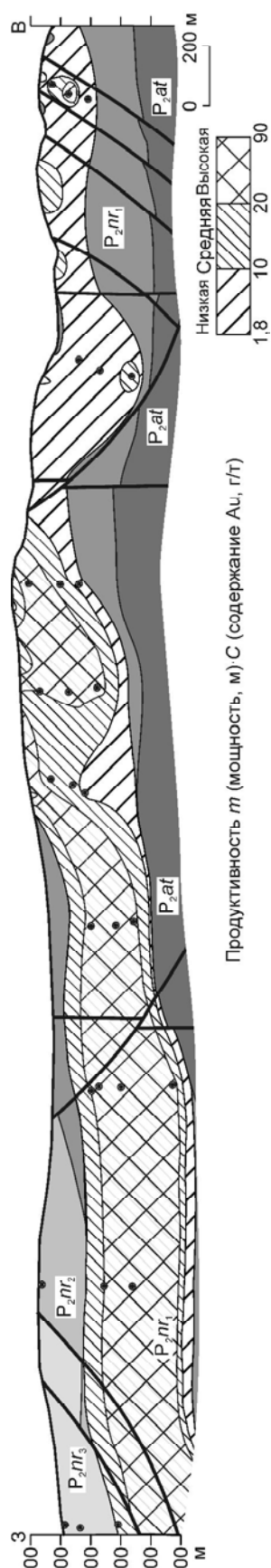


Рис. 4. Продольный геологический разрез рудной зоны Основная и распределение рудных столбов:

точки — буровые скважины; остальные усл. обозн. см. рис. 1

новная, с юга — дуговыми разломами. Южная зона вскрыта скважинами, пробуренными ООО «Станнолит». Ввиду низких средних содержаний Au буровые работы не были продолжены. Возможно, перспективы Южной зоны связаны с более глубокими горизонтами, а низкий уровень золотоносности объясняется надрудным уровнем эрозионного среза.

Геохимическая характеристика рудных зон. Проанализированы десять типоморфных для золоторудных проявлений Центрально-Колымского региона химических элементов — Au, Ag, As, W, Pb, Zn, Cu, Sb, Bi, Hg. В рудных зонах, помимо Au, повышены содержания As (100–1000), Ag (10–25), W (3–25), Bi (2,5–15), Sb (8–10), Hg (1,5–4), Pb (1,5–2,5), Cu и Zn (1,5). В скобках приведены концентрации элементов по отношению к их кларкам. В отличие от подобных объектов Центральной Колымы на Верхне-Хакчанском месторождении зафиксированы высокие содержания Sb и Bi, а в некоторых скважинах также и Ag (>100 г/т).

Распределение химических элементов в рудных зонах достаточно устойчивое, однако по простиранию отмечается тенденция к обогащению висмутом восточного фланга, а ртутью — западного. Показатель геохимической зональности Hg/Bi монотонно возрастает от восточного фланга в сторону западного, принимая значения соответственно от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10$, т.е. увеличиваясь в 1000 раз. Такое направленное изменение геохимического показателя свидетельствует о западном склонении рудных зон с продолжением золоторудной минерализации на глубину и перспективах увеличения прогнозных ресурсов на западном фланге месторождения.

Метаморфические и метасоматические изменения вмещающих пород. В региональном плане породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации [2]. С приближением к рудным зонам по вмещающим породам развивается мусковит — конечный продукт регрессивных преобразований, непосредственно переходящих в околорудные метасоматические ореолы. Ореол метасоматических изменений охватывает всю площадь рудного поля и выходит за контуры развития золоторудной минерализации (рис. 5). Наиболее интенсивно породы преобразованы в центральной части рудного поля, где они образуют ореол $1,0 \times 1,5$ км. Аналогичный по интенсивности изменений ореол, не оконтуренный в юго-восточном направлении, установлен в северо-западной части рудного поля. По составу выделены три зоны метасоматических изменений: от внешней кальцитовой к внутренним альбит-кварцевой и серицит-кварцевой, с которыми пространственно совпадают рудные тела (рис. 6).

По сравнению с зональными метасоматически-

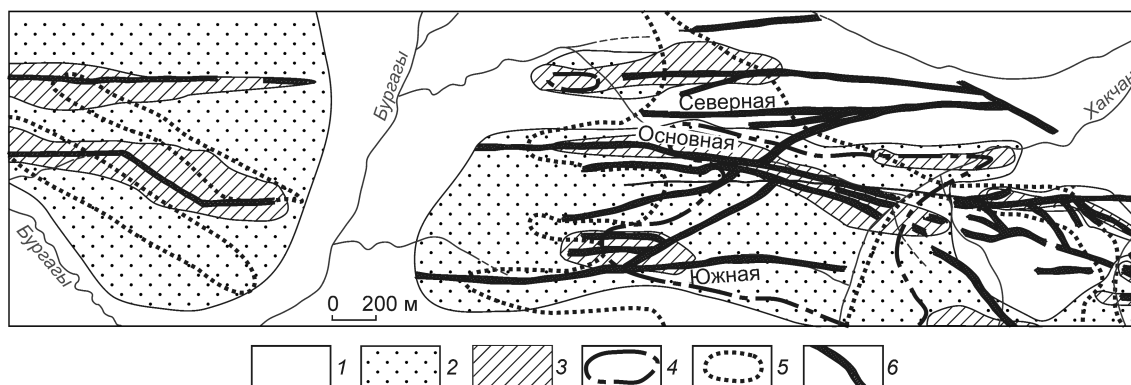


Рис. 5. Схема метасоматической зональности месторождения Верхний Хакчан:

1 — слабо измененные породы; 2 — кварц-альбитовые метасоматиты; 3 — серицитовые метасоматиты; 4 — контур интенсивной анкеритизации; 5 — контур штокверка метасоматического кварца; 6 — минерализованные зоны (рудные зоны)

ми ореолами Наталкинского месторождения на Верхне-Хакчанском менее распространены серицитизированные породы и более широко — альбит-кварцевые (с карбонатом или без него). Альбит-кварцевые метасоматиты подразделяются на средне-крупнозернистые и тонко-мелкозернистые разновидности. На поверхности преобладают тонко-мелкозернистые альбит-кварцевые метасоматиты, занимающие отчетливо надрудную позицию [1].

Тонко-мелкозернистые метасоматиты отнесены нами к начальным продуктам метасоматического преобразования вмещающих пород и перекристаллизации ряда слагающих их минералов. Для начальных «незрелых» форм этих образований характерно развитие тонкозернистых пятнистых выделений кварца, отдельных агрегатов мелких зерен кварца и альбита, которые затем разрастаются и сливаются в более крупные выделения. Одновременно происходит «отгонка» углеродистого вещества на периферию таких новообразований с переотложением его в виде ветвящихся прожилков. В целом породы осветляются.

Средне-крупнозернистые альбит-кварцевые метасоматиты сопровождают жильно-прожилковые выделения кварца, развиваясь в их зальбандах, а также в околожильном пространстве во вмещающих породах. Ореол средне-крупнозернистых альбит-кварцевых метасоматитов образует «раздув» в центральной и северо-западных частях рудного поля. Тонко- и мелкозернистые разновидности формируют их обрамление. Такого рода образования развиты на Наталкинском месторождении над слепыми рудными телами и служат их индикаторами. Аналогичные взаимоотношения намечаются и на Верхне-Хакчанском рудном поле.

Редко наблюдаются участки метасоматически измененных пород существенно серицитового или

существенно карбонатного состава. Метасоматиты данного типа сопровождают золотоносные жилы и системы прожилков и сами часто содержат сульфидную вкрапленность (пирит, арсенопирит, халькопирит и др.).

Серицитизированные породы картируются на поверхности в виде мелких (обычно до 100–200 м по простиранию) маломощных (до 10–20 м) тел линзовидной формы. Количество серицита составляет до 20–25% и редко более от объема породы. Серицит образует пятнистые, линзовидные и флюидалноподобные скопления, ориентированные вдоль сланцеватости пород. С глубиной интенсивность серицитизации пород нарастает.

Карбонатизация терригенных пород проявлена эпизодически. В породах с содержанием карбоната >10% он представлен железосодержащей разновидностью, вследствие чего в поверхностных условиях интенсивно разрушается и замещается гидроксидами железа.

По данным документации керн скважин в пределах изученных буровых профилей в центральной части рудного поля наиболее широко распространены альбит-кварцевые изменения и сульфидизация (пирит, арсенопирит) вмещающих пород. Альбит-кварцевые изменения развиты в участках интенсивного сульфидно-кварцевого прожилкования, а также совпадают с известными рудоносными зонами. Характерна их взаимосвязь с вкрапленностью игольчатого арсенопирита. Мощность ореола альбитизации составляет от 40 до 200 м.

Ореолы серицит-кварцевых новообразований мощностью 10–20 м развиты более локально в приповерхностной области рудовмещающих нарушений. Небольшая мощность серицит-кварцевых ореолов хорошо коррелирует с мощностью известных рудоносных зон. В то же время, на глубине по

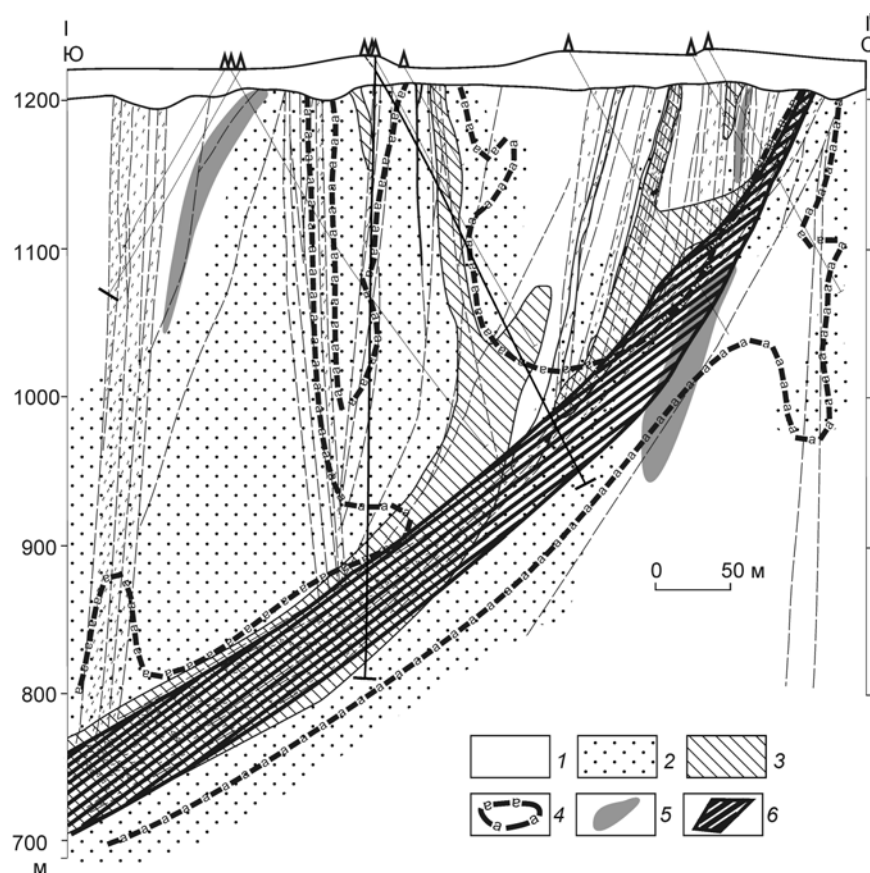


Рис. 6. Схема метасоматической зональности по разрезу I-I':

1 — окварцевание; 2 — альбитизация; 3 — ореол прожилков КПШ-серцит-альбит-карбонат-кварцевого состава; 4 — арсенопиритизация; 5 — кальцитизация; 6 — рудное тело (рудная зона Основная)

данным бурения наблюдаются слепые ореолы таких новообразований, предположительно указывающие на возможность обнаружения слепых рудных тел. С глубиной мощность серцит-кварцевой зоны увеличивается до 40–60 м.

Кальцитизация фрагментарно отмечена на флангах профиля скв. 1–3 совместно с окварцеванием. В целом на месторождении развитие кальцита указывает на фланги рудной зоны.

Минеральный состав рудных тел и последовательность минералообразования. На месторождении нами установлено 18 минералов. Основным минералом рудных зон является кварц, который составляет 90–100% жильного выполнения, также присутствуют альбит, анкерит, калиевые полевые шпаты, серцит, реже кальцит. Рудные минералы (<1% в прожилках) — пирит, арсенопирит, галенит, халькопирит, сфалерит, буланжерит, блеклые руды и самородное золото.

В образовании Верхне-Хакчанского месторождения можно выделить три стадии (рис. 7) — I до-

рудную, II рудную, III послерудную.

Минерализация дорудной стадии — анкерит-кварцевые жилы и прожилки — приурочена к крутопадающим зонам северо-западного простирания, согласного с региональным направлением складчатости. По нашим данным, эта минерализация не является золотоносной, образование ее, вероятно, связано с процессами складчатого динамометаморфизма.

Минерализация рудной стадии развита в секущей складчатость субширотной относительно пологой зоне дробления. В составе рудной стадии устанавливаются три подстадии — предрудная, ранняя и поздняя рудные. К предрудной подстадии отнесена альбит-кварцевая минеральная ассоциация жильно-прожилковых образований и метасоматических изменений вмещающих пород. Минеральные ассоциации второй и третьей подстадий близки по времени образования.

Участки их интенсивного развития соответствуют потенциальным рудным телам. Ранняя рудная подстадия количественно доминирует. В ее составе устанавливается кварц-серцит-калишпат-карбонат-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация с тонкодисперсным золотом. Поздняя рудная подстадия золото-кварц-полисульфидная с более крупным микроскопическим и иногда с видимым золотом — главная продуктивная. Характер минерализации обеих ассоциаций прожилково-вкрапленный.

Послерудная минерализация представлена рассредоточенными по всей рудной зоне маломощными и микроскопическими кварц-карбонатными и карбонатными прожилками.

Самородное золото наиболее часто встречается в кварц-арсенопиритовых прожилках, а также в виде включений в пирите, сфалерите, арсенопирите и в сростках с ними. Преобладает мелкое и тонкое золото (0,1–0,001 мм). С глубиной отмечается увеличение размеров золотин. По данным рентгеноспект-

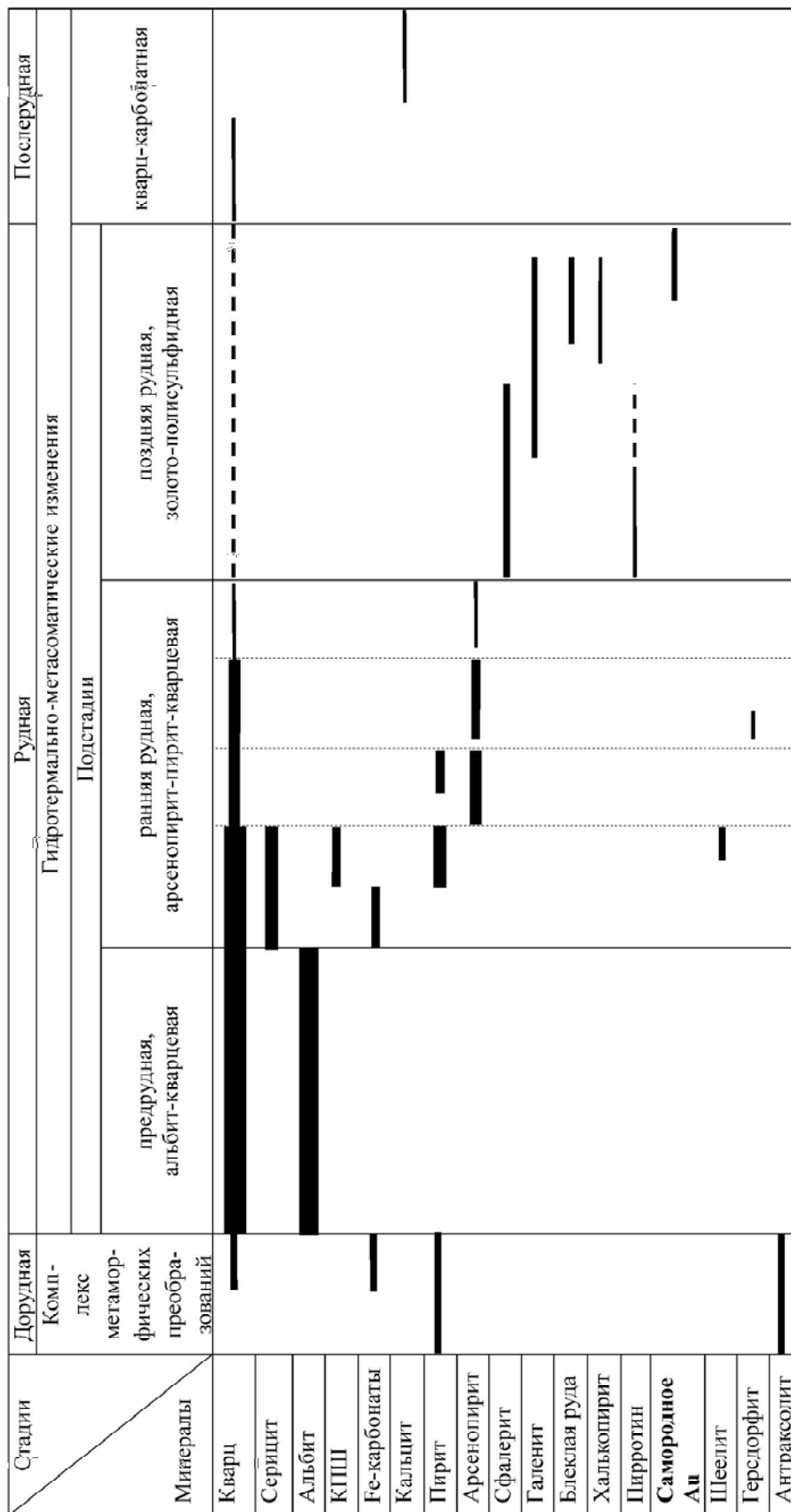


Рис. 7. Схема последовательности формирования минеральных парагенезисов на участке Верхний Хакчан

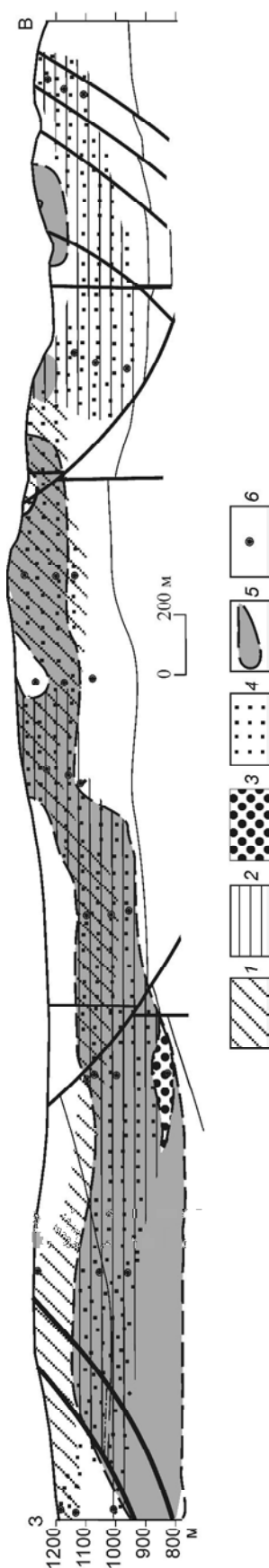


Рис. 8. Схема минеральной зональности в плоскости рудной зоны Основная:

1 — анкеритизация; 2 — альбитизация; 3 — вкрапленная рудная минерализация; 4 — кварцевая рудная минерализация; 5 — область раздува мощности рудного тела (с 10 до 35 м); 6 — буровые скважины

рального микроанализа пробность золота изменяется от 804 до 910‰ (среднее 854‰). Химический состав самородного золота варьирует незначительно. Кроме Ag, в нем изредка присутствует незначительная примесь Cu (обычно не более 0,1%), а также устойчивая примесь Hg (0,1–1%, в среднем 0,5%). Распределение золота в зоне неравномерное, среднее содержание Au ~2 г/т.

В проекции рудной зоны Основная на вертикальную плоскость (рис. 8) выделяются три уровня жильно-прожилковых образований: верхний кварц-анкеритовый, средний кварц-альбит-калишпатовый и нижний кварц-мусковит-калишпатовый. Кварц-мусковит-калишпатовая зона вскрывается только на западном фланге на горизонте 840–880 м. В восточном предположительно наиболее эродированном блоке кварц-анкеритовая зона отсутствует. Рудная минеральная зональность в пределах месторождения нами не выявлена.

Параметры физико-химического режима минералообразования определены по комплексу термобарогеохимических и изотопных данных. Все установленные включения вторичны по отношению к кварцу. По составу они разделяются на газово-жидкие, существенно газоподобные и газоподобные. В последних вплоть до температуры -195°C не наблюдается образования новых фаз. Вероятно, в вакуолях находится газ низкой плотности. По нашим данным, аналогичные включения характерны для безрудного и слабо золотоносного кварца, развитого на месторождении Наталка в удалении от рудных зон.

Газово-жидкие включения содержат водно-солевой раствор с низким содержанием хлор-иона, температура протаивания эвтектики варьирует от -10 до -15°C . Основными солевыми компонентами раствора, вероятно, являются гидрокарбонаты. Концентрация солей, оцененная по температуре плавления льда (от $-3,5$ до $-4,5^{\circ}\text{C}$) или температуре плавления гидрата CO_2 (от $+7$ до $+7,5^{\circ}\text{C}$), составляет 5,5–7% в NaCl-эквиваленте. Идентичные криометрические характеристики всех изученных включений свидетельствуют о единой генетической природе минералообразующего раствора. Основные параметры, по которым различаются различные группы включений, — температуры их гомогенизации и вариации содержаний углекислотной фазы. Присутствие визуально диагностируемой фазы CO_2 установлено только в образцах с повышенным содержанием Au. Углекислота практически не содержит примесей, на что указывает температура тройной точки $-56,7...-57^{\circ}\text{C}$.

Температуры гомогенизации включений изменяются в диапазоне от 365 до 150°C с рядом проявленных максимумов (рис. 9) на гистограмме.

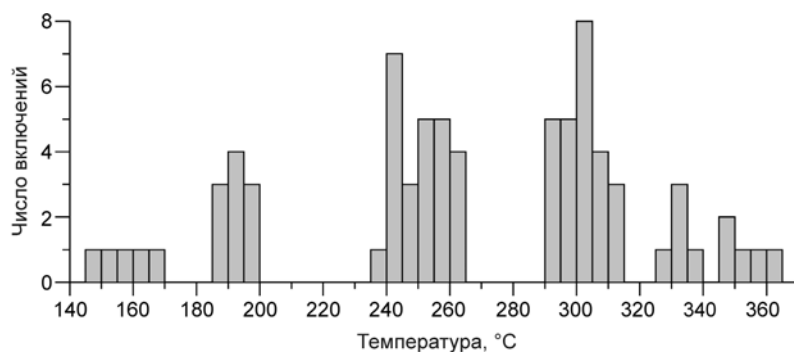


Рис. 9. Температуры гомогенизации включений в кварце из 75 образцов, месторождение Верхний Хакчан

Температура растворов продуктивной стадии предварительно оценивается в 240–265°C. Во включениях с температурой гомогенизации <200°C углекислота не фиксируется. Для определения температуры их образования следует вводить поправку, обусловленную давлением (до 40°C при P 500 бар и концентрации 5–15% NaCl экв.). Поэтому не исключено, что низкотемпературный пик на гистограмме связан не со снижением температуры процесса, а с полной дегазацией флюида.

В целом изученные включения по основным параметрам (солевой состав и концентрация растворов, доминирование CO_2 в составе газов, температура образования) не отличаются от включений рудообразующих растворов в кварце Наталкинского месторождения. Предварительная оценка давления, основанная на соотношении объемов фаз CO_2 и H_2O в вакуолях, составляет 300–500 бар при 250–300°C. Эта оценка позволяет предполагать менее глубокие условия минералообразования (~500 м) на месторождении Верхний Хакчан по сравнению с месторождением Наталка.

В результате проведенных исследований нами установлено, что распределение золоторудной минерализации контролируется литологическим и тектоническим факторами. Максимальные мощности рудных тел отмечаются в породах нерючинской свиты с наиболее интенсивными хрупкими деформациями. Собственно рудная минерализация приурочена к зонам тектонических нарушений взбросо-сдвигового типа, представляющих собой блоки интенсивно трещиноватых терригенных пород, пронизанных сетью кварцевых жил, участкам брекчирования и разноориентированных кварцевых прожилков.

По результатам работ в рамках Государственного контракта № 8ф/07 от 23.07.2007 г. прогнозные ресурсы золота месторождения Верхний Хакчан оцениваются: в зоне Основная по категории P_1 в 135 т

(содержание Au 2,15 г/т), в апофизах зоны Основная по категории P_2 в 25 т (содержание Au 2,15 г/т).

Технологическая проба участка Верхний Хакчан относится к кварцевым малосульфидным мышьяково-углеродистым золотосодержащим рудам. Наличие в ней значимой доли крупного свободного золота обуславливает необходимость включения в схему переработки руды гравитационного метода обогащения. На основании результатов исследований по оценке обогатимости руды раз-

личными методами для ее переработки рекомендуется комбинированная технологическая схема, включающая гравитационное обогащение, флотацию хвостов гравитации с последующей переработкой объединенного золотосульфидного гравифлотоконцентрата. По рекомендуемой схеме зачетное извлечение металлов в товарный продукт — золото-серебряный сплав (сплав Доре) — составляет 90,65% Au.

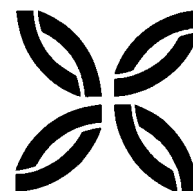
Таким образом, по совокупности данных месторождение Верхний Хакчан — крупный объект с высокими перспективами прироста ресурсов на глубоких горизонтах (западный фланг рудной зоны Основная), а также возможностью выявления рудных тел в пределах рудной зоны Южная, пригодных для отработки открытым способом в современных условиях.

При написании статьи авторами использованы результаты многолетних исследований С.Ф.Стружкова. Авторы благодарят М.М.Константинова, И.З.Исакович и В.Б.Чекваидзе за полезные консультации, В.Б.Абашина — за организацию посещения месторождения, В.Б.Голенева — за помощь при обработке материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Исакович И.З. Ореолы нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических и золоторудных месторождениях и их прогнозно-поисковое значение. — М.: Бородино-Е, 2009.
2. Крутоус М.П. Низкотемпературный метаморфизм рудовещающих толщ и методика его изучения в золотоносных районах Северо-Востока СССР при геологическом картировании масштаба 1:50 000 // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан, 1992. С. 124–143.
3. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка / С.Ф.Стружков, М.В.Наталенко, В.Б.Чекваидзе и др. // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34–44.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ



К 80-ЛЕТИЮ АНАТОЛИЯ ИВАНОВИЧА КРИВЦОВА (1933–2010)



20 декабря 2013 г. состоялось заседание Ученого совета ФГУП «ЦНИГРИ», посвященное 80-летию со дня рождения А.И.Кривцова. В ЦНИГРИ работали крупные ученые и организаторы науки, такие как Мария Борисовна Бородаевская, Николай Иванович Бородаевский, Георгий Павлович Воларович, Давид Иосифович Горжевский, Михаил Николаевич Годлевский, Петр Филиппович Иванкин, Валерий Александрович Нарсеев, Богдан Иванович Прокопчук, Иван Сергеевич Рожков, Евгений Андреевич Савари, Наталья Александровна Фогельман, Сергей Дмитриевич Шер и многие другие. Они создавали новые научные направления и школы, нацеленные на развитие отечественной минерально-сырьевой базы алмазов, благородных и цветных металлов. Многие из этих направлений в настоящее время успешно развивают их ученики. Особое место среди них занимает недавно ушедший из жизни А.И.Кривцов, внесший значительный вклад в развитие не только научных направлений института, но и геологической прикладной науки в целом.

А.И.Кривцов — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик Российской академии естественных наук и Международной академии минеральных ресурсов, кавалер Ордена Почета, заслуженный деятель науки РСФСР, лауреат Государственной премии СССР, премий Правительства Российской Федерации и Мингео СССР, национальной премии «Человек года», премии им. А.Н.Косыгина, первооткрыватель месторождения, Почетный разведчик недр, выдающийся ученый, один из лидеров разработок теоретических и практических основ отечественной металлогении, геологии рудных месторождений, их прогноза и поисков, а также систем управления, использования и развития минерально-сырьевой базы страны.

А.И.Кривцов — выпускник геологического факультета Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова — после защиты кандидатской диссертации в 1965 г. на многие последующие годы связал свою творческую деятельность с ЦНИГРИ.

В 1975 г. по материалам многолетних исследований медноколчеданных месторождений Урала успешно защитил докторскую диссертацию. Реализация прикладных выводов исследований привела к открытию новых меденосных провинций, а на Урале — нового рудного района, что было отмечено в 1980 г.

Государственной премией СССР. К этому времени Анатолий Иванович приобрел широкую известность в геологических кругах. В 1981 г. он назначается на должность заместителя директора ЦНИГРИ по научной работе.

С 1984 по 1991 гг. А.И.Кривцов — член коллегии Мингео СССР, начальник Управления научно-исследовательских организаций, начальник Отдела научно-технического прогресса. В эти годы им осуществлялись координация и организация научно-исследовательских работ по ряду государственных и отраслевых программ, включая глубинные исследования недр страны и сверхглубокое бурение в рудных районах. Работая в Мингео СССР, он продолжает плодотворную научно-исследовательскую и педагогическую деятельность. Теоретические основы прогноза и поисков рудных месторождений, разработка классификации геологических формаций по их роли в рудогенезе, обобщенные модели рудообразующих процессов и систем, методика их количественного описания — таковы главные проблемы, над которыми работал А.И.Кривцов. В МГРИ – РГГУ он вел лекционные курсы по геологии полезных ископаемых и металлогении.

По инициативе и при участии Анатолия Ивановича созданы прогнозно-поисковые комплексы — оптимизированные технологии геологоразведочных работ, основанные на принципах последовательного приближения и соответствия, составляющие гносеологическую и технологическую основы геологоразведочного процесса. Серия этих разработок в 1987 г. удостоена премии Министерства геологии СССР.

А.И.Кривцовым совместно с ведущими учеными страны были разработаны «Методические руководства по оценке прогнозных ресурсов», три издания которых стали научной основой формирования минерально-сырьевой базы СССР и широко используются геологами в РФ и странах СНГ.

С 1991 г. А.И.Кривцов — заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе. Направляя научно-исследовательскую деятельность института, он интенсивно развивал работы по созданию системы моделей рудных месторождений, которые по его инициативе были начаты в отрасли в 1985 г. Под его руководством и при личном участии издана серия монографий «Модели месторождений цветных и благородных металлов» (2002).

Комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации под редакцией А.И.Кривцова был удостоен премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники за 2000 г. За научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов ему вместе с сотрудниками ЦНИГРИ и Роснедра присуждена премия Правительства Российской Федерации в области науки и техники за 2007 г.

Разработанные А.И.Кривцовым документы широко использовались при подготовке решения Совета Федерации «О национальной минерально-сырьевой безопасности России», постановления Правительства РФ «Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования». Он неоднократно выступал в качестве эксперта по ряду законодательных актов нижней палаты Федерального собрания Государственной Думы. В 2010 г. награжден Почетной грамотой Президента Российской Федерации.

Под руководством А.И.Кривцова и при его участии созданы стратегические программы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых территории России на период до 2010 года (2001–2003), Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2006 г.).

Большое значение А.И.Кривцов придавал совершенствованию концептуальных подходов к металлогеническому анализу. Им выполнены оригинальные исследования по металлогении вулканоплутонических поясов, контролирующих размещение широкого спектра рудных месторождений, а также по совершенствованию металлогенической терминологической (понятийной) базы. Эти разработки широко используются в научно-прикладных целях.

В последние годы А.И.Кривцовым выполнен ряд крупных исследований в сфере системы управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны. Вместе с учеными института им создан системный мониторинг мировых минерально-сырьевых баз, разработаны система показателей и критериев многофакторного анализа мирового и отечественного обеспечения природными ресурсами, концепция национальной минерально-сырьевой безопасности, концепция актуализации стадийности геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые, классификация ресурсов и запасов твердых полезных ископаемых, отвечающие реалиям современной системы недропользования. Им внесен существенный вклад в разработку основ политики в области использования минерального сырья и недропользования, концепции минерально-сырьевой безопасности России.

А.И.Кривцовым подготовлено более 20 кандидатов и докторов наук. С 1988 г. он — главный редактор журнала «Отечественная геология» (бывший «Советская геология»), который недавно отметил свое семидесятипятилетие.

Результаты научных исследований А.И.Кривцова изложены в более чем 400 научных трудах, включая 40 монографий. В их числе: «Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование» (1979), «Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений» (1983), «Меднопорфировые месторождения мира» (1986), «Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта» (1987), «Прикладная металлогения» (1989), «Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы» (1993), «Металлогения андезитовидных вулcano-плутонических поясов» (1997), «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия» (1998), «Зарубежная минерально-сырьевая база на рубеже веков» (1998), «Национальная минерально-сырьевая безопасность» (2000), «Термины и понятия отечественного недропользования» (2000), Модели месторождений цветных и благородных металлов — «Медно-порфировые месторождения» (2001), «Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа» (2001), «Месторождения колчеданного семейства» (2002), «Пространственные металлогенические таксоны» (2002), «Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970–2000–2025 г» (2003), «Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2006), «Минерально-сырьевая база начала XXI века. Мир и Россия. Избранные труды 2000–2007 гг.» (2008), «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых» (2010).

**К 100-ЛЕТИЮ ЛЬВА НИКОЛАЕВИЧА ОВЧИННИКОВА
(1913–2002)**



Лев Николаевич Овчинников — член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, директор Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) в период с 1966 по 1986 гг., заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации, лауреат премии Правительства РФ в области науки и техники за «Создание научных основ развития рудной минерально-сырьевой базы Урала, 2003 г. (посмертно).

В 2013 г. Льву Николаевичу Овчинникову, одному из крупнейших ученых XX века, признанному лидеру в области теории рудообразования, геологии месторождений полезных ископаемых, минералогии, геохимии и геохронологии, исполнилось бы 100 лет.

Л.Н.Овчинников родился 26 сентября (9 октября) 1913 г. в г. Пермь. В 1930 г. после окончания 9-го класса поступает на курсы магнитометристов и после 1,5 месяцев обучения участвует в Вишерской экспедиции на разведке титаномагнетитовых месторождений. Первая экспедиция запомнилась преимущественно экзотикой: многодневное плавание на баржах вверх по Каме и Вишере, таежные дороги, броды, конный транспорт, зеки... Через год после окончания курсов старших коллекторов Л.Н.Овчинников работает на Южном Урале в талько-хромитовой партии и находит свое первое месторождение. По имени первооткрывателя хромитовая залежь была названа «Львиная», но оказалась небольшой, и всего на нескольких телегах была перевезена на фабрику.

В 1931 г. Л.Н.Овчинников поступает на геологический факультет Уральского государственного университета. Зимой учится, летом работает сначала на хромитовых месторождениях Южного Урала, затем под руководством Д.С.Штейнберга проводит геологическую съемку золотоносных площадей Невьянского района. Вузовская реформа 1936 г. почти на год прервала обучение Льва Николаевича. Он уезжает в Красноуральскую ГРП, где трудится в должности заведующего химической лабораторией. Его не тяготит однообразная производственная работа, он рационализирует схему обработки аналитических данных, подмечает закономерность распределения золота и серебра в сульфидных рудах.

В 1937 г. Л.Н.Овчинников с отличием оканчивает Уральский университет и работает в нем сначала ассистентом кафедры геохимии и полезных ископаемых, затем начальником партии. Позднее в Урало-Сибирском отделении Геолмаркштреста НКПС РСФСР был начальником отдела. Объекты исследований — вишневогорские керамические пегматиты и Охлебнинское месторождение ангидритов. Здесь проявилась одна из главных черт характера будущего ученого — органичное сочетание организаторской и творческой деятельности. Наладив производственный процесс, Л.Н.Овчинников решает изучить переход ангидритов в гипс и с помощью самодельного воротка, веревки и люльки в одиночку документирует

многометровые отвесные скалы. В итоге подготавливаемый им отчет с подсчетом запасов пополнился главой о вертикальной зональности месторождения. ГКЗ СССР принял отчет с отличной оценкой.

В 1938 г. известный советский геохимик В.В.Щербина привлекает Л.Н.Овчинникова к работе над статьей о вишневогорских пегматитах для многотомника «Минералогия Урала», а затем рекомендует его в аспирантуру к академику Д.С.Коржинскому. С 1939 г. Л.Н.Овчинников — аспирант Института геологических наук АН СССР, занимается изучением генезиса Турьинских скарновых медных месторождений. Работать приходилось в неосвещенных, полузатопленных шахтах без геологических карт и маркшейдерских схем. Л.Н.Овчинников раскрывает новую грань своего характера — смелость. Он дает подписку о личной ответственности за свою жизнь и нередко, стоя по пояс в воде и иле, документирует заброшенные забои. Уже в начале войны за обнаружение рудного гнезда был награжден двумя пачками махорки. Однако эта и другие работы были прерваны войной.

С 1942 по 1945 гг. Л.Н.Овчинников — в рядах Советской Армии: сначала учится сам, а затем в должности лейтенанта обучает молодых солдат минометному делу, участвует в боевых действиях в Восточной Пруссии. В 1944 г. вступает в ряды КПСС. После демобилизации в 1945 г. Лев Николаевич возвращается к активной научной работе, продолжает геолого-геохимическое изучение железорудных скарновых месторождений Урала. В 1946 г. представляет к защите кандидатскую диссертацию. В эти и последующие годы развивает научные представления своего учителя академика Д.С.Коржинского и доказывает, что принцип дифференциальной подвижности вещества при метасоматозе справедлив и для элементов-примесей, не влияющих на ход минералообразования. Устанавливает эмпирический ряд подвижности большого числа химических элементов. В дальнейшем под руководством и при участии Л.Н.Овчинникова выполняется обширный комплекс экспериментальных работ по исследованию дифференциальной подвижности металлов, механизму отделения рудного вещества от магматического расплава, формам переноса металлов в водном растворе и газовой фазе, изучается микро- и ультрапористость минералов, руд, пород, аргументируется существование фильтрационного эффекта.

В этот же период Львом Николаевичем комплексно исследуются железорудные и медные скарновые месторождения Северного и Среднего Урала. Он детально обследует Турьинскую группу меднорудных месторождений и Красногвардейское месторождение меди, Тагило-Кушвинский железорудный район с железорудными и меднорудными месторождениями, Первым, Вторым и Третьим Северными железорудными скарново-магнетитовыми объектами. Руды этих месторождений обстоятельно им анализируются и сопоставляются с рудами аналогичных скарновых месторождений других регионов СССР, на которых он также проводит полевые научные исследования.

В 1954 г. Л.Н.Овчинников защищает докторскую диссертацию и публикует монографию «Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала», в 1955 г. ему присвоено звание профессора. В 1964 г. избирается в члены-корреспонденты АН СССР по специальности «Учение о рудных ископаемых».

В 1959–1966 гг. Л.Н.Овчинников возглавляет Институт геологии и геохимии УФАИ СССР. Будучи его директором и осуществляя разностороннюю и напряженную научно-организационную работу, он продолжал изучать геологию и металлогению Урала, разрабатывал теоретические основы процессов эндогенного рудообразования. По инициативе и при непосредственном участии Л.Н.Овчинникова впервые на Урале начинаются широкие исследования по определению абсолютного возраста горных пород и минералов калий-аргоновым методом, решаются принципиальные вопросы методики изучения и интерпретации материалов изотопного датирования обследуемых объектов. Были получены уникальные данные о возрасте эндогенного оруденения, рудных месторождений и вмещающих пород, радиологическим методом дана оценка возрастной зональности Урала, рассмотрена эволюция этого горного сооружения в интервале архей – палеозой. Исследования этого периода нашли свое воплощение в многочисленных статьях, крупномасштабных прогнозно-металлогенических картах и крупной монографии по закономерностям размещения на Урале контактово-метасоматических месторождений.

С 1966 по 1986 гг. Л.Н.Овчинников — директор ИМГРЭ, где продолжает геолого-геохимические, экспериментальные и теоретические исследования фундаментальных проблем рудообразования. Работает над выявлением факторов рассеяния и концентрации рудного вещества, изучает механизм рудоотложения в связи со структурным преобразованием воды, проводит моделирование процессов формирования первичной зональности руд и ореолов гидротермальных месторождений. Им выдвигается положение о тесной связи геохимических процессов формирования рудных месторождений с глубинной дифференциацией вещества коры и верхней мантии, разрабатываются принципы объемного (стереометаллогени-

ческого) количественного геолого-статистического и геохимического анализа рудных провинций и районов. Значительный вклад Л.Н.Овчинников вносит в разработку и совершенствование теоретических основ геохимических методов поисков рудных месторождений. Сделаны важные выводы об универсальности хода гидротермального процесса и стандартности главных параметров оруденения. Вместе с профессором С.В.Григоряном он выявляет неизвестную ранее закономерность зонального распределения химических элементов в первичных ореолах, зарегистрированную в 1979 г. в качестве научного открытия под № 218.

ИМГРЭ становится ведущим институтом страны по прикладной геохимии. Но Л.Н.Овчинникову этого мало. Он организует в институте и активно поддерживает ряд пионерских направлений, получивших в настоящее время статус приоритетных. Это биотехнология, эколого-геохимические исследования окружающей среды, петролого-геохимическое изучение земной коры с помощью сверхглубокого бурения, геохимические аспекты геодинамических процессов, геохимическое картирование и многое другое. Рассматриваемый период научной деятельности Л.Н.Овчинникова завершается многочисленными публикациями по проблемам рудообразования, металлогении и прогноза месторождений полезных ископаемых. Углубленное изучение рудных месторождений позволило Л.Н.Овчинникову и сотрудникам института сделать ряд прогнозов и открытий, существенно расширяющих сырьевую базу черных, цветных и редких металлов. Так, были научно обоснован новый структурно-морфологический тип серебряной минерализации и найдено крупное месторождение в Средней Азии, выявлен новый тип редкометального сырья в околожильных метасоматитах в Восточной Сибири, доказана возможность обнаружения второго более глубокого рудного этажа Тургайских железорудных и некоторых медноколчеданных месторождений Урала (Дегтярское), подтверждены геолого-геохимические прогнозы на Рудном Алтае.

Научные разработки ИМГРЭ в области геохимических методов прогноза и поисков месторождений, внедрение их в практику геологоразведочных работ многими производственными геологическими организациями показали высокую результативность и экономическую эффективность этого направления. Не случайно в Приветственном адресе Президиума АН СССР по случаю 70-летия со дня рождения Л.Н.Овчинникова отмечено, что «... ИМГРЭ стал ведущим институтом страны по прикладной геохимии. Лев Николаевич является также инициатором организации в ИМГРЭ нового эколого-геохимического направления исследования окружающей среды».

Неукротимая энергия и юношеская любознательность не позволяют Л.Н.Овчинникову засиживаться в директорском кресле. Он постоянно в движении, в развитии. Ежегодно участвуя в полевых экспедициях, он побывал практически на всех редкометальных и большинстве рудных объектах страны. Непременный участник всесоюзных и международных совещаний по актуальным проблемам геологии и рудообразования. Доклады Л.Н.Овчинникова всегда проблемны, ясны и кратки, предложения конструктивны и реалистичны. В дискуссиях порой резок, иногда несправедлив, но никогда не бывал равнодушен, пустословен...

В 1986 г. в связи с начавшейся реорганизацией отраслевой науки Л.Н.Овчинников оставляет пост директора ИМГРЭ, но продолжает работать в должности заведующего отделом геохимических основ прогноза, а затем главного научного сотрудника. По-прежнему выполняет большую научно-организационную работу, возглавляя Межведомственный совет по геохимическим методам поисков — всесоюзную школу по внедрению новейших достижений геохимической науки в производственную практику, является членом научных советов и межведомственных комиссий, редколлегии ряда научных журналов.

Во все времена Лев Николаевич оставался верен себе, своей профессии и творчеству. Неинтересных объектов нет, считал он и ежедневно доказывал это. В последние годы жизни Л.Н.Овчинников публикует серию фундаментальных монографий: «Прогноз рудных месторождений», «Образование рудных месторождений», «Прикладная геохимия». В них обобщен его личный опыт, помноженный на опыт коллег и учеников. Наибольший интерес, несомненно, вызывают главы об основных геохимических закономерностях и их следствиях. Л.Н.Овчинников формулирует их в виде серии законов, регулирующих процесс рудообразования: закон дифференциального перемещения вещества Земли, непременным следствием которого служит зональное отложение металлов и руд; закон прямой пропорциональности, устанавливающий функциональную связь между запасами металла в месторождениях и его средним содержанием в земной коре; закон универсальной стандартности рудообразования, главное следствие которого — конвергентность рудных минеральных парагенезисов.

Этот период жизни и научной деятельности Л.Н.Овчинникова, как и предыдущие годы, весьма плодотворен. Он выполняет полевые исследования, продолжает ежегодные посещения уральских месторождений и горно-геологических объектов. Лев Николаевич — инициатор и основной автор монографии

«Рудные месторождения и физические поля Урала» (1996). В третьей главе им изложены личные разработки теории и результаты пространственно-статистического анализа размещения месторождений полезных ископаемых в геологических структурах и физических полях Урала.

В 1998 г. опубликована последняя капитальная монография Л.Н.Овчинникова «Полезные ископаемые и металлогения Урала», в которой детально описаны главнейшие рудные и неметаллические полезные ископаемые, систематизирована их рудно-формационная принадлежность, подробно рассмотрены условия образования и пространственно-временные закономерности размещения месторождений в магнитных и гравитационных полях Уральского региона.

Лев Николаевич всегда активно участвовал во всесоюзных (всероссийских) и межведомственных геологических совещаниях, международных геологических конгрессах, выступал с научными докладами, достойно представляя нашу отечественную геологическую науку. Будучи широким и разносторонним исследователем, он многие годы возглавлял Межведомственный совет по научным основам геохимических методов поисков рудных месторождений и Всесоюзную школу по внедрению новейших достижений геохимической науки в производственную практику. Под его руководством сложилась самостоятельная школа геологов-рудников, экспериментаторов и геохимиков. Среди его учеников и последователей десятки докторов и кандидатов наук, академики и члены-корреспонденты Российской академии наук.

Вот уже более десяти лет, как Льва Николаевича нет рядом с нами. Последние годы своей жизни он по-прежнему много работал. Его домашний кабинет был с высоким потолком, полками вдоль стен, набитыми книгами, столом, заваленным рукописями, и огромными листами карт, приколотыми прищепками, на манер бельевых, к веревкам, протянутым между стен. «Пишу металлогению Урала, — сказал Лев Николаевич, — скоро придется переселяться в коридор...».

Лев Николаевич Овчинников — автор научного открытия, четырех изобретений, более 600 печатных работ, включая 22 монографии по геологии, генезису, прогнозам, поискам рудных месторождений, вопросам геохимии, геохронологии, металлогении. Он — Почетный разведчик недр, награжден орденами Трудового Красного Знамени, «Знак Почета» и медалями.

Коллеги и ученики Л.Н.Овчинникова высоко ценят его огромный вклад в развитие отечественной геологической науки, совершенствование и внедрение теоретических основ геохимических методов поисков рудных месторождений и экологической геохимии. Он круто развернул первоначально сугубо академический курс института лицом к практической геологии и тем самым сделал его востребованным на многие годы и геологической наукой, и геологической службой, и недропользователями.

А.А.Кременецкий

В журнале «Руды и металлы» 4-2013 допущены ошибки

В статье Знаменского С.Е., Мичурина С.В., Анкушевой Н.Н.

«Происхождение рудообразующих флюидов Орловского месторождения золота, Южный Урал» на с. 54 в третьем абзаце при написании формул солевых систем пропущены формулы: $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ и $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$; в табл. 1 в графе «солевая система» (из рудных тел) пропущена формула $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$.