

1-й 0869

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/1997

ISSN 0869-5997

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

3/1997

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

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

1-й экз.

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА ЦНИГРИ

Учредитель

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

Издается при участии

Международной Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1997



ЦНИГРИ

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

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АНДЕЗИТОИДНЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Часть I

А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев

Книга входит в серию методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании.

Рассмотрены общие вопросы классификации, геотектонического развития андезитоидных вулcano-плутонических поясов. Дано описание строения и развития вулcano-плутонических поясов Анд, Мексики, Запада Сев. Америки и Юго-Восточной Европы с анализом закономерностей размещения рудных месторождений и типизацией металлогенических зон и рудных районов.

Книга рассчитана на специалистов, занятых в сфере геологического и металлогенического картирования, преподавателей, аспирантов, студентов высших учебных заведений, а также на исследователей рудных месторождений и специалистов в области металлогении.

— М., ЦНИГРИ, 1997, 326 с. Ил. 145, табл. 8, список лит. 121 назв.

Книгу можно приобрести по адресу: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе 129«Б», ЦНИГРИ

Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 313-18-18

METALLOGENY OF ANDESITIC VOLCANO-PLUTONIC BELTS

Part 1

A. I. Krivtsov, I. F. Migachev

The monograph is involved in the series of «Methodological handbooks on geodynamic analysis in geological mapping».

General aspects of classification and geotectonic evolution of andesitic volcano-plutonic belts are considered. Structure and development of volcano-plutonic belts of the Andes, Mexico, Western United States and South-East Europe are described including analysis of the regularities of distribution of ore deposits and classification of metallogenic zones and ore districts.

This book is intended for the specialists involved in geologic and metallogenic mapping, professors, post-graduates and students of institutes and universities as well as for ore deposit researchers and metallogenists.

— Moscow, TsNIGRI, 1997, 326 pp. Figs. 145, tables 8, ref. 121.

The address for potential buyers: TsNIGRI, Varshavskoye sh. 129 B, 113545 Moscow, Russia

Phone: (095) 315-4347
Fax: (095) 313-1818

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Контарь Е. С.
Об общих принципах рудноформационного анализа

5

Митрофанов Н. П.
Эволюционно-геологические основы формирования месторождений олова и вольфрама на востоке России

10

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Кузнецова Т. П., Кудрявцева Н. Г.
Минеральный состав и типоморфные особенности сульфидов регенерированных руд месторождений свинца и цинка

18

Джураев А. Д., Исламов Ф. И., Гертман Ю. Л., Конеев Р. И.
Рудноформационный анализ и локальный прогноз скрытого золотого оруденения в области верхнепалеозойского вулканизма Западного Тянь-Шаня

24

Строение рудных месторождений

Константинов М. М., Аристов В. В., Данковцев Р. Ф., Стружков С. Ф.
Глубинное строение Дукатского рудного района

31

Коробейников А. Ф., Ворошилов В. Г., Пшеничкин Л. Я., Зыков Ю. Е., Колпакова Н. А.
Платиноносность месторождений золото-скарновой формации Сибири

39

Комплексное использование минерального сырья

Седельникова Г. В., Савари Е. Е., Аслануков Р. Я.
Биогидрометаллургическая технология получения экологически безопасных мышьяксодержащих продуктов золото-мышьяковых концентратов

50

Applied Metallogeny

Kontar' Ye. S.
On the general principles of ore-assemblage-based analysis

Mitrofanov N. P.
Evolution and geological basis of tin and tungsten ore deposition in Eastern Russia

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

Kuznetsova T. P., Kudryavtseva N. G.
Mineral composition and typomorphic features of sulfides in regenerated ores of lead and zinc deposits

Dzhuraev A. D., Islamov F. I., Gertman Yu. L., Koneev R. I.
Ore-assemblage-based analysis and local prediction of hidden gold ore mineralization in the zone of Late Paleozoic volcanism in the West Tien Shan

Structure of Ore Deposits

Konstantinov M. M., Aristov V. V., Dankovtsev R. F., Struzhkov S. F.
Depth structure of the Dukatsky ore-bearing district

Korobeinikov A. F., Voroshilov V. G., Pshenichkin A. Ya., Zykov Yu. Ye., Kolpakova N. A.
PGE-bearing deposits of gold-skar formation in Siberia

All-round Utilization of Mineral Products

Sedel'nikova G. V., Savari Ye. Ye., Aslanukov R. Ya.
A biohydrometallurgical technology to produce environmentally hazardous As-containing products from Au-As concentrates

**Аппаратурно-технические
средства и технологии
геологоразведочных работ***Грачев А. А.*

Учет частотной дисперсии электро-
магнитных свойств горных пород в
технологии радиогеоразведки

57

*Морошкин В. В., Дубинчук В. Т., Ру-
жицкий В. В., Батурин С. В.*

Метод искусственных люминесциру-
ющих покрытий (ИЛП) – новое на-
правление в люминесцентном анали-
зе минералов и руд

63

Поздравляем с юбилеем

72

**Equipment and
Technologies for
Geological Prospecting***Grachev A. A.*

Accounting for frequency dispersion of
electromagnetic properties of rocks in
radio wave geoprospecting technology

*Moroshkin V. V., Dubinchuk V. T., Ruz-
hitsky V. V., Baturin S. V.*

A technique of manufactured lumines-
cent coatings (MLC): a new line in the
fluorescence analysis of minerals and
ores

Congratulations



ОБ ОБЩИХ ПРИНЦИПАХ РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Е. С. КОНТАРЬ (Уралгеолком МПР России)

На основе литературного обзора рассмотрены различные аспекты понятия «рудная формация». Для выделения рудных формаций предложено использовать комплекс признаков, включающий данные от позиции месторождений и продуктивных формаций в современных структурах до состава руд и количественных соотношений между их основными компонентами.

Рудноформационный анализ служит важным инструментом прикладных металлогенических исследований, направленных на прогнозную оценку территорий. Он базируется на изучении соотношений природных скоплений рудного вещества с определенными ассоциациями магматических, осадочных и метаморфических пород и позволяет по выявленным устойчивым их сообществам выделить перспективные площади, оценить их вероятную рудоносность, определить формационный тип оруденения и его прогнозные ресурсы.

Определение понятия «рудная формация» рассматривалось в работах Ю.А.Билибина, В.А.Кузнецова, Д.И.Горжевского, В.Н.Воеводина, Р.М.Константинова, В.С.Кормилицына, Д.В.Рундквиста, А.Д.Щеглова, П.А.Строны, В.И.Смирнова, Г.А.Твалчрелидзе и многих других авторов и суммировано в терминологических справочниках [13, 16].

Большинство исследователей определяет рудную формацию как группу месторождений и/или рудопроявлений, характеризующихся сходными минеральными ассоциациями и образовавшихся в близких геологических условиях, независимо от времени возникновения.

Приведенное определение отвечает абстрактной рудной формации или рудноформационному типу, который соответствует понятию петроформационного типа или абстрактной геологической (магматической) формации, как это сформулировано Ю.А.Кузнецовым [10]. Поскольку геологи-

ческие (магматические) формации образуются на определенных этапах тектоно-магматического развития, то и возникновение связанных с ними рудных месторождений обусловлено этими же причинами.

Следовательно, скопление вещества, которое принято называть рудным, можно рассматривать как закономерный геологический объект, возникновение которого предопределено всем ходом тектоно-магматического развития и который при определенных экономических условиях приобретает промышленное значение. В связи с этим рудная формация представляет собой частный случай или особую форму проявления геологической формации.

Такой подход к пониманию взаимосвязей рудных и петрографических или литологических формаций рассмотрен в работах В.А.Кузнецова [9], П.А.Строны [14, 15], В.С.Кормилицына [6, 7], В.Н.Воеводина [1], которые полагают, что рудные формации должны стоять в одном ряду со всеми геологическими формациями и иметь с ними одинаковый «масштаб». Более определенно это аргументировано Г.А.Твалчрелидзе [17], который считает, что понятия осадочных, магматических и рудных формаций должны применяться в полном соответствии друг с другом и отражать стадию развития геологической структуры и ее тип.

Рудная формация, таким образом, отражает не только вещественный состав руд, но и их связь с продуктивным магматизмом (осадконакоплением), тектоно-магматиче-

скую (тектонно-седиментационную) обстановку образования и геолого-структурную позицию месторождений, т.е. определенной магматической формации отвечает свойственная ей рудная формация, которая, в свою очередь, отражает металлогенический профиль конкретной структурно-формационной зоны.

Непосредственным проявлением магматической формации является магматический комплекс [10], а соответствующее ему по объему понятие «рудный комплекс» может рассматриваться в качестве конкретного (т.е. в определенных геологических обстановках) выражения рудной формации.

В то же время в приведенном определении рудной формации следует различать два основных аспекта. С одной стороны, в нем подчеркивается промышленно-экономическая сущность определенных геологических тел и объектов (ибо месторождение — категория экономическая), а с другой — акцентируется внимание на естественно-геологических особенностях становления концентраций рудного вещества. Такая двойственность обусловлена неоднозначностью самого понятия «руда», его многообразием и изменчивостью во времени.

Чаще всего понятие «руда» отражает промышленно-экономическую сущность определенных геологических образований. Однако, прежде всего, это природные геологические объекты, и рудой они становятся лишь тогда, когда приобретают потребительские свойства на определенном уровне развития техники и технологии. К сожалению, в геологической терминологии отсутствует термин, который бы соответствовал понятию «руда» не как экономическому, а как геологическому объекту, т.е. горной породе, каковой руда, в сущности, и является.

То вещество, которое мы называем рудным, как и любая горная порода, состоит из минералов и может быть моно- или полиминеральным. В частности, можно провести определенную аналогию между пироксеновым оливинитом, состоящим из 90 % оливина и 10 % пироксена, магнетита, хромита, и колчеданной рудой. Последняя сложена на 90—95 % пиритом и на 5—10 % халькопиритом, сфалеритом, пирротинитом и может быть, строго говоря, названа сфалерит-халькопиритовой пирититом, образованным на

ранних стадиях развития эвгеосинклиналей. Апатит-нефелиновые руды — это результат определенной эволюции массивов нефелиновых сиенитов. Ассоциация минералов в них та же, что и во вмещающих породах, и отличается лишь количественными соотношениями. Сами же нефелиновые сиениты являются сырьем, т.е. рудой для производства глинозема, цемента, соды и т.д. Формирование редкометалльных гранитов, карбонатитов, пегматитов и т.д. — это петрологический процесс, происходящий в рамках образования горных пород, а представляющие промышленный интерес рудные составляющие количественно часто находятся на аксессуарном уровне. Залежи бокситов, угля, фосфоритов, солей и другие являются членами определенных осадочных формаций, образованных при соответствующих палеогеографических, палеофациальных и палеоклиматических условиях.

Такие примеры могут быть продолжены. Они наиболее выразительны, когда речь идет о так называемых сплошных рудах, имеющих отчетливые геологические границы. В случае же вкрапленных руд, промышленная ценность которых определяется по результатам опробования, геологические границы рудоносной формации, как правило, четко устанавливаются, а границы рудной формации в ее пределах фактически определяются требованиями промышленности. Это имеет место на штокверково-вкрапленных медно-порфировых, молибден-медно-порфировых, вольфрамовых и т.п. объектах. Такая руда по существу представляет собой сульфидизированный гранит-порфир или вольфрамизированный гранит (подобно альбитизированному гранит-порфиру или окварцованному граниту и т.д.).

Взаимосвязи рудных формаций с соответствующими им магматическими или осадочными не всегда четко проявлены, характер этих связей понимается по-разному. Выявление тех из них, с которыми связано оруденение определенного типа, их тектонической позиции, положения в истории развития, а также установление специализации продуктов рудогенеза с помощью количественных характеристик их элементного и минерального состава — одно из важнейших направлений прогнозных исследований.

М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевским, А.И.Кривцовым и др. [2, 8, 11] проанализированы пространственно-временные ассоциации геологических формаций (ГФ) по их отношению к оруденению, что отражено в следующей их группировке, которая близка предложенной ранее Д.В.Рундквистом [12, 13]:

рудогенерирующие геологические формации (РГФ), вмещающие близкие по минеральному составу продукты рудогенеза, обладают однотипностью формационных характеристик. Накопление рудного вещества тесно связано с развитием вмещающих геологических формаций, а промышленные скопления руды являются составной частью рудоносной геологической формации;

рудоносные геологические формации (РНФ) также содержат близкие по составу (однотипные) рудные формации; отличие от РГФ — неоднозначность природы связей ГФ и РФ;

рудообразующие геологические формации (РОФ) служат источниками энергии при рудообразовании, реализуемом за счет вещества, содержащегося в иных геологических формациях;

рудовмещающие геологические формации (РВФ) содержат различные продукты рудогенеза, нередко связанного с более поздними (по отношению к вмещающим породам) геологическими процессами. При этом однотипные рудные образования могут быть встречены в различных формациях горных пород. Однако не всегда удается выявить четкую приуроченность геологической формации к одной из четырех групп, зачастую эти группы сливаются. Кроме того, в группировке иногда присутствуют гипотетические элементы (например, рудообразующие формации).

Рудоносные геологические формации, как и рудогенерирующие, характеризуются взаимообусловленностью процессов накопления пород и заключенного в них оруденения, генетическая природа которого не всегда получает однозначную интерпретацию. Характер связи оруденения с вмещающими формациями различен также во времени. В ряде случаев оруденение входит в качестве одного или нескольких звеньев в единый процесс накопления пород рудоносной формации (как, например, семейства колчеданных руд, медистых песчаников и сланцев); вмещающие мед-

но-порфировые руды ГФ рассматриваются одновременно как рудогенерирующие; для полигенных месторождений можно выделить рудовмещающие (или рудоносные) и рудообразующие (более поздние) геологические формации — например, для скарновых месторождений, формирование которых в ряде случаев связано с преобразованием более ранних сингенетичных рудных скоплений под воздействием более поздних интрузий.

Еще один аспект рудноформационного анализа — это редко обсуждаемые проблемы соотношений рудных формаций и геолого-промышленных типов месторождений. Вопросы промышленной характеристики рудных формаций рассматривались Ю.А.Билибиным; по мнению Д.В.Рундквиста и И.Г.Магакьяна, рудная формация — это не только геологическая, но и экономическая категория. В частности, Д.В.Рундквистом рудная формация понимается как закономерное сообщество минеральных парагенезисов, связанных общей структурой (зональностью, ритмичностью и т.д.), в составе которой существенную роль играют промышленно ценные минералы или породы. А.Д.Щеглов [18] также считает, что понятие «рудная формация» содержит экономический смысл, ибо месторождения каждой рудной формации характеризуются своими строго определенными промышленными параметрами.

В то же время, каких-либо экономических параметров определение понятия «рудная формация» не содержит. Как геологический объект РФ реально существует независимо от ее промышленной значимости, а экономическая ее ценность — категория конъюнктурная, меняющаяся во времени. Вероятно, существуют рудные формации, промышленная значимость которых еще не установлена, так же как и такие, которые уже потеряли свое промышленное значение.

Как известно, основы геолого-промышленной группировки месторождений полезных ископаемых заложены В.М.Крейтером. К промышленным он предложил относить такие естественные геолого-минералогические типы месторождений, которые обеспечивают более 1 % мировой добычи определенного вида полезного ископаемого. Природная повторяемость промышленных типов месторождений позволила рассматривать их в качестве гео-

лого-промышленных или промышленно-генетических (по Д.И.Горжевскому) типов.

По мнению Р.М.Константинова [4], понятия «промышленный тип месторождений» и «рудная формация» частично совпадают. Д.И.Горжевский полагает, что промышленные типы месторождений отвечают некоторым, наиболее промышленно важным, рудным формациям, а понятие о рудных формациях значительно шире, чем о промышленных типах месторождений. Однако автору представляется, что промышленно-генетический (геолого-промышленный) тип — категория более широкая, чем рудная формация, ибо включает группы или семейства формационных типов оруденения. В частности, колчеданный геолого-промышленный тип отвечает семейству колчеданных месторождений, в составе которого выделены различные рудноформационные типы (уральский, алтайский, филизчайский и др.). Медно-порфировый геолого-промышленный тип отвечает одноименному семейству, в котором также выделены свои рудные формации и типы (эпикратонный, эпизивгеосинклинальный, эпимиогеосинклинальный) и др.

Приведем несколько примеров промышленной характеристики рудных формаций. Когда речь идет о колчеданном рудноформационном семействе, то а priori предполагается, что разномаштабные согласные линзо- или пластообразные скопления сплошных сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и др.) характеризуются определенными соотношениями с вмещающими породами и метасоматической зональностью и содержат первые проценты меди, цинка и/или свинца. Медно-порфировые объекты представляют собой крупные сульфидные штокверки или прожилково-вкрапленные зоны в порфировых телах гранитоидов, содержащие до 1 % меди, определенные количества молибдена и/или золота, и т.д. Такими представляются промышленные характеристики рудных формаций и их соотношения с геолого-промышленными типами месторождений.

Аналогично осадочным и магматическим, рудные формации также образуют ряды, изучая которые, можно выявить геологические условия, характерные для тех или иных типов месторождений (членов ряда) и использовать эти данные для прогно-

зирования наиболее вероятных, в том числе не известных в изучаемых районах, рудных формаций. Как отмечает Д.И.Горжевский [2, 3], существенное влияние на характер рядов рудных формаций оказывают следующие факторы: геотектонический режим структурно-формационных зон, в которых локализуются ряды рудных формаций; состав, петрохимические, фациальные особенности и условия формирования магматических и осадочных пород, с которыми ассоциирует оруденение; характер эволюции магматизма; состав, глубина залегания и строение фундамента структурно-формационных зон; степень и тип метаморфизма; характер и интенсивность процессов около-рудного метасоматоза.

Вследствие изменчивости этих факторов формируются латеральные и вертикальные ряды рудных формаций (Р.М.Константинов, Д.В.Рундквист). Первые из них объединяют единовременные рудные формации, закономерно сменяющие друг друга в пространстве, а вертикальные ряды объединяют рудные формации, последовательно развивающиеся в пределах рудных поясов или металлогенических зон. Закономерная смена состава рудных формаций позволяет установить характер изменений различных факторов, приведших в конечном итоге к их накоплению.

В качестве примера приведем вертикальный ряд рудноформационных семейств меди на Урале: ванадий-железо-медное в зональных массивах дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации древней платформы — колчеданные в раннегеосинклинальных вулканитах (рудные формации: медно-серноколчеданная кобальтоносная в офиолитовой ассоциации — цинково-медно-колчеданная свинецсодержащая в риолитах-андезитах-базальтовой формации — свинцово-цинковоколчеданная в терригенно-вулканомиктовой формации) — медно-порфировая бошекульского типа в позднегеосинклинальных комплексах — медноскарновая в активизационных комплексах — молибден-медно-порфировая в активизационных комплексах — медистых песчаников в отложениях молодой платформы.

Важнейшее свойство геологических, в том числе рудных, формаций — повторяемость в аналогичных структурах как одного, так и

разного геологического возраста. Характер формаций с течением геологического времени закономерно меняется, что обусловлено необратимостью развития земной коры. Поэтому определенные крупные периоды геологической истории характеризуются появлением специфических формаций. Наряду с необратимым характером металлогенической эволюции, широко проявлена повторяемость однотипных рудных формаций в сходные этапы формирования тектонических структур. Хорошо известна приуроченность ряда рудных формаций колчеданных руд, железа, марганца и хромитов к осадочно-вулканогенным и интрузивным образованиям ранних этапов развития геосинклинальных систем и их многократная повторяемость в разновозрастных эвгеосинклинальных комплексах — от раннего докембрия (Австралия, Канада, Карелия) до кайнозоя (Япония).

Все вышеизложенное позволяет при рудноформационном анализе применять общие принципы и методы формационного анализа геологических образований. На базе этих принципов следует осуществлять изучение закономерностей размещения рудных скоплений и их прогнозирование. Общая последовательность такова: от геологической формации к соответствующей ей рудной формации, установление ее промышленной значимости в конкретной геологической обстановке.

Следует рассмотреть также вопрос о рудноформационном анализе конвергентных типов рудных месторождений, к которым относятся колчеданные, медно-порфировые, стратиформные свинцово-цинковые и некоторые другие. Так, нередко вся группа колчеданных месторождений рассматривается в качестве единой и одной рудной формации, несмотря на ее достаточно большое разнообразие, обусловленное различными формами проявления продуктивного вулканизма [5].

В.А.Кузнецов сформулировал задачи изучения конвергентных типов рудных месторождений следующим образом [9]: «При формационном анализе конвергентных типов рудных месторождений целесообразно идти по пути расчленения их на самостоятельные рудные формации, имеющие четкую самостоятельную генетическую характеристику. Это позволит правильно оценить перспективы и направить поиски в конкрет-

ных рудных районах. Объединение конвергентных месторождений в одну рудную формацию возможно лишь на определенном этапе исследований, когда не все основные вопросы генезиса месторождений достаточно ясны, и выделение рудных формаций производится, главным образом, на основе анализа минеральных парагенезисов и общих геологических условий».

Исходя из изложенного, в основу выделения рудных формаций должны быть положены следующие основные признаки:

- состав руд и количественные соотношения между основными компонентами;
- состав и характер продуктивных магматических и осадочных формаций;
- тектонико-магматические (тектоническо-седиментационные) условия их накопления;
- позиция месторождений и продуктивных формаций в современных структурах земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воеводин В.Н. Принципы рудноформационного анализа и генетическая классификация эндогенного вольфрамового оруднения // Советская геология. 1982. № 4. С. 34—48.
2. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Рудные формации / ИНТ. Сер. Рудные месторождения. — М., 1986. Т. 16.
3. Горжевский Д.И. О металлогеническом значении рудных формаций // Геология руд. месторождений. 1964. № 6. С. 54—65.
4. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973.
5. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Рудные формации и типы колчеданных месторождений Урала // Геология руд. месторождений. 1986. № 1. С. 30—39.
6. Кормилицин В.С., Строна П.А., Татарinov И.М. Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе. Проблемы региональной металлогении // Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер. 1973. Т. 191. С. 196—205.
7. Кормилицин В.С. Общие принципы выделения магматических и рудных формаций в зонах мезозойской тектоники-магматической активизации Забайкалья // Геологические формации. — Л., 1968. С. 144—145.
8. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
9. Кузнецов В.А. Магматизм и рудные формации / Проблемы магматической геологии. — Новосибирск: Наука, 1973. С. 309—317.
10. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.
11. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов /

- М.Б.Бородаевская, Д.И.Горжевский, А.И.Кривцов и др. // Советская геология. 1984. № 6. С. 3—12.
12. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В.Рундквиста. — Л.: Недра, 1981.
 13. Рудные и рудоносные формации / Под ред. Ю.А.Косыгина, Е.А.Кулиша. — М.: Недра, 1989.
 14. Строна П.А. К проблеме рудных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 1. С. 84—94.
 15. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. — Л.: Недра, 1978.
 16. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1991.
 17. Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). — М.: Недра, 1976.
 18. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). — Л.: Недра, 1987.

Ye. S. Kontar'

ON THE GENERAL PRINCIPLES OF ORE-ASSEMBLAGE-BASED ANALYSIS

Various aspects of the concept "ore assemblage" ("ore-bearing formation") are considered on the basis of a comprehensive literature review. It is proposed that a set of characteristics should be used for ore assemblages identification, which should include the broad spectrum of data, from deposit location (setting) and localization of producing formation in recent structures to ore compositions and proportions of their major components.

УДК 553.078.45.463(571.5-6)

© Н. П. Митрофанов, 1997

ЭВОЛЮЦИОННО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА НА ВОСТОКЕ РОССИИ

Н. П. МИТРОФАНОВ (ВИМС МПР России)

С позиций концепции тектоники плит охарактеризованы три этапа в эволюции месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Геодинамика дорудного этапа определяется режимом пассивной континентальной окраины. Рудный этап подразделен на коллизионный и субдукционный подэтапы. Конечными продуктами магматической деятельности на этих подэтапах были месторождения соответственно редкометальной и полиметальной формационных групп. Третий — россынеобразующий — этап связывается с процессами изостатического выравнивания и континентального рифтогенеза.

На Востоке России широко распространены месторождения олова и совмещенные или пространственно сближенные с ними месторождения вольфрама. Они располагаются в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса. Промышленные месторождения сосредоточены во внешней зоне пояса, характеризующейся зрелой континентальной корой мощностью более 35 км [12].

Здесь выделяются четыре металлогенические вольфрам-оловоносные провинции: Чукотская, Яно-Колымская, Хингано-Охотская и Приморская (рис. 1). Главная эпоха рудообразования в этих провинциях приходится на мел—ранний палеоген. Во внутренней зоне пояса, где континентальная кора находится в стадии формирования [11] и ее мощность не превышает 35 км, намечается

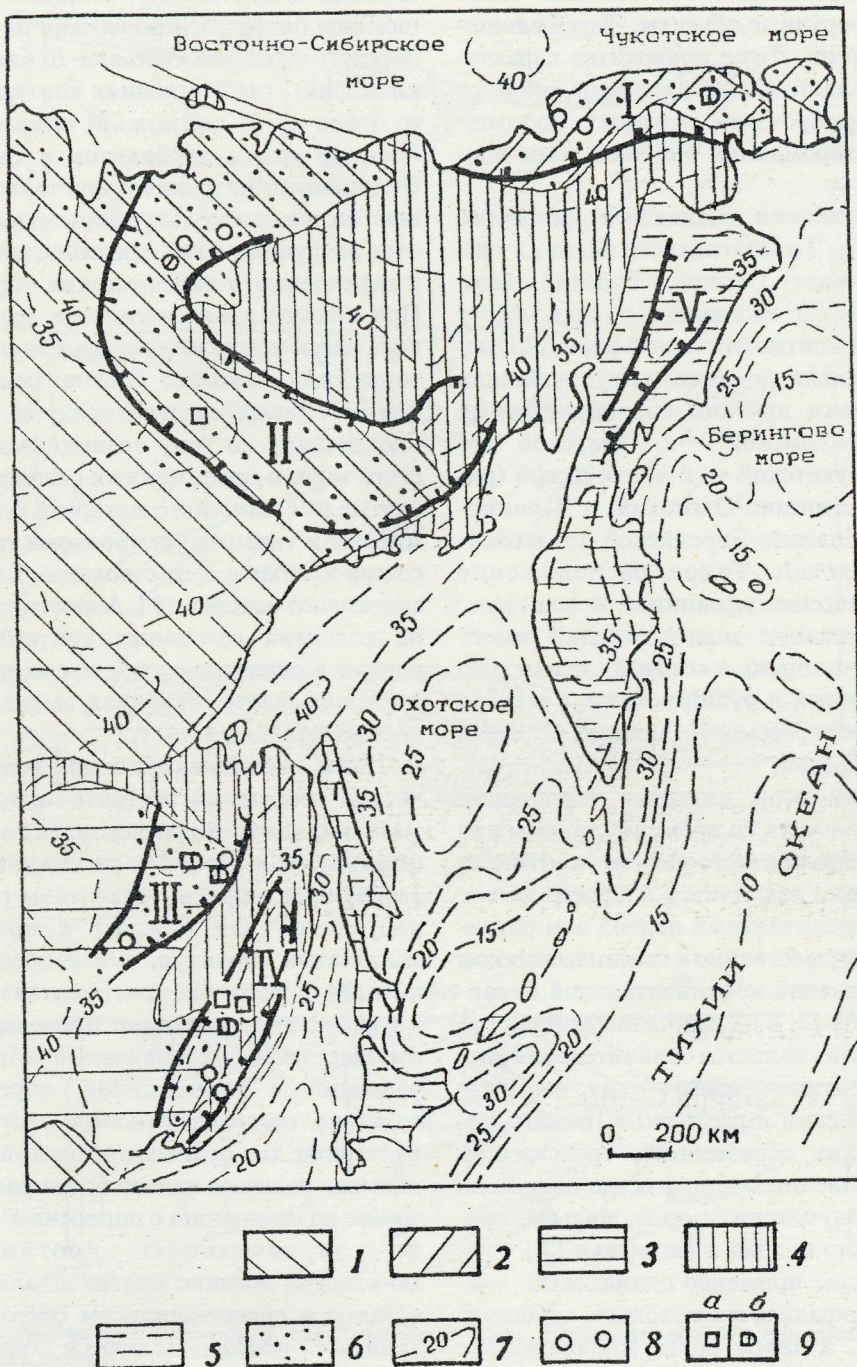


Рис. 1. Вольфрамо-оловоносные провинции Востока России.

Внешняя зона Тихоокеанского рудного пояса с континентальной корой (по [12]), сформированной: 1 — к началу рифея, 2 — к началу фанерозоя, 3 — в палеозое, 4 — в мелу — раннем палеогене; 5 — внутренняя зона Тихоокеанского рудного пояса с формирующейся континентальной корой; 6 — области деструкции древней континентальной коры, регенерированной в меловое время; 7 — изолинии мощности континентальной коры; 8 — крупные оловянные коренные и россыпные месторождения; 9 — крупные месторождения: а — вольфрамовые и б — вольфрам-оловянные. Названия вольфрамо-оловоносных провинций: I — Чукотская, II — Яно-Колымская, III — Хингано-Охотская, IV — Приморская, V — Корьякская.

Корякская провинция. Она вмещает лишь мелкие оловорудные объекты, образовавшиеся в палеогене. Ниже приводится характеристика эволюционных процессов, обусловивших формирование крупных промышленных месторождений внешней зоны пояса.

При наложении рудоносных провинций внешней зоны Тихоокеанского пояса на тектоническую карту Северной Евразии масштаба 1:5 000 000, составленную по возрасту становления континентальной коры [7], отчетливо просматривается приуроченность их к окраинам древних континентальных плит: Яно-Колымской — к Сибирской (архейского), Чукотской — к Арктической (рифейского), Хингано-Охотской и Приморской — к Хингано-Буреинской (палеозойского возраста). Такое расположение металлогенических провинций показывает, что формирование месторождений имеет длительную историю, в которой следует различать дорудный и рудные этапы, а в связи с образованием россыпных месторождений и послерудный этап.

Дорудный этап развития территорий провинций начался со времени становления первой (архей-протерозойской) континентальной коры и закончился в юрское время. В этот продолжительный период они развивались преимущественно в геодинамическом режиме пассивной континентальной окраины (рис. 2, А) [2, 8]. Отличительной чертой этого режима является значительная деструкция континентальных плит, выразившаяся в утонении и расколе их гранито-метаморфических образований, трансгрессии моря и накоплении мощных осадочных толщ в условиях внутренних морей, шельфа, континентального склона и подножья [7]. Разрез толщ везде примерно одинаковый: вначале накапливались мелководные карбонатные осадки, а затем более глубоководные терригенные. В Верхоянне мощность протерозой-раннепалеозойских карбонатных отложений шельфа достигает 10 км. С визейского века они сменяются не менее мощными терригенными отложениями верхоянского комплекса, накопление которых в условиях внутреннего моря происходило вплоть до поздней юры [4, 11]. Терригенные осадки, формируясь за счет размыва континентальных образований, имеют состав,

близкий к аркозовому. Мощности отложений еще более увеличиваются на краю Сибирского материка (Инъяли-Дебинский синклиний), где в условиях континентального склона и подножья накапливались большие массы турбидитов и флишOIDов. Обломочный материал в них имеет смешанный состав, поскольку формировался он за счет разрушения как континентальных, так и переходных и океанических образований. При взломах края континента океаническая кора здесь неоднократно раскрывалась с отторжением крупных блоков (микроконтинентов). Раскрытие и отторжение, вероятно, происходили по типу возникновения Японского моря и одноименных островов. Отторгнутые от Сибирского материка блоки сформировали гигантскую «колымскую петлю», создав иллюзию существования Колымского срединного массива [8]. Аналогичная картина развития пассивных континентальных окраин в допозднеюрское время отмечается и на всех других окраинах вышеназванных континентальных плит.

Есть еще два важных для металлогенических обобщений обстоятельства. Во-первых, пассивные континентальные окраины, формируясь в условиях растяжения, характеризуются широким развитием разрывных нарушений, как близких к простиранию складчатых структур, так и поперечных к ним [7]. В условиях континентальных окраин вдоль этих разломов происходили преимущественно вертикальные сбросовые и раздвиговые перемещения, определившие создание горсто-грабеновых структур, характерных для рудных провинций [3]. Продольные разломы имеют более раннее заложение по сравнению с поперечными и обычно значительную протяженность. Во-вторых, древние континентальные образования в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса выделяются повышенными содержаниями олова и вольфрама (до 1,5 и более кларков). На металлонасыщенность этих образований указывают сохранившиеся от разрушения древние рудоконцентрации в Ханкайском, Буреинском, Чукотском кристаллических массивах [3].

В юрское время увеличилась активность движения океанических плит [8, 13]. Вдоль восточной окраины сформировавшегося к этому времени единого Евразийского конти-

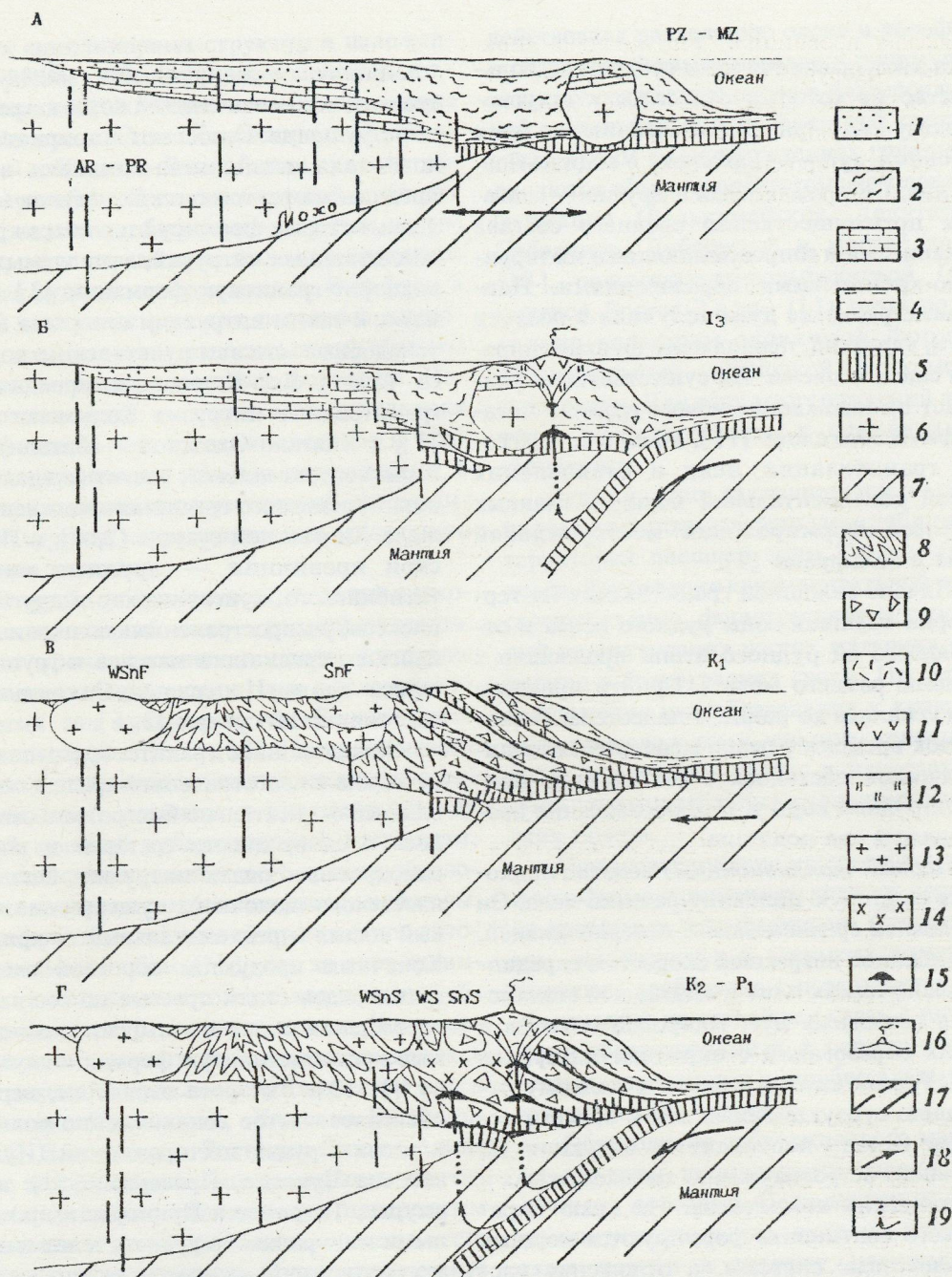


Рис. 2. Геодинамическая эволюция северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса по [8, 13] с добавлениями автора.

А — пассивная континентальная окраина, протерозой—мезозой; активная тихоокеанская окраина: Б — субдукционного островодужного типа (поздняя юра); В — аккреционно-коллизийного типа (ранний мел); Г — субдукционного окраинно-континентального типа (поздний мел — ранний палеоген). Отложения: 1 — терригенные, 2 — турбидитные, 3 — карбонатные, 4 — пелагические; 5 — океаническая кора; 6 — континентальная кора; 7 — мантия; 8 — скученно-складчатые толщи; 9 — хаотические толщи зон аккреции; вулканические образования: 10 — кислого и 11 — основного-среднего составов; 12 — вулканогенно-кремнистые образования; интрузивные образования: 13 — гранодиорит-гранитной и 14 — габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формаций; 15 — промежуточные магматические очаги в литосфере; 16 — вулканические пояса; 17 — разломы; 18 — направление движения океанических плит; 19 — участки частичного плавления и подъема магмы в астеносфере мантийного клина; положение месторождений рудных формаций: WSnF — редкометалльно-вольфрам-оловянной, SnF — редкометалльно-оловянной, WSnS — полиметалльно-вольфрам-оловянной, WS и SnS — полиметалльно-вольфрамовой и полиметалльно-оловянной.

нента закладываются зоны субдукции, большинство из которых относится к островодужному типу (рис. 2, Б). Возникшие цепи островных дуг — Олойская, Уяндино-Ясаченская, Сихотэалинская и другие — слагаются преимущественно среднего состава вулканитами и сопровождающими их терригенно-кремнистыми образованиями. Наибольшее развитие дуги получили в поздней юре и, вероятно, продолжали функционировать еще в неокоме. Их существование указывает на зарождение нового гранито-метаморфического слоя* [11], но еще без массовой гранитизации недр и становления зрелой континентальной коры — главных факторов формирования месторождений олова и вольфрама [9].

Начало сплошной гранитизации на территории внешней зоны рудного пояса и отвечающего ей рудного этапа произошло в середине раннего мела [11]. Эти процессы продолжались до раннего палеогена. В этот отрезок времени с резко менявшейся геодинамической обстановкой становление континентальной коры и рудообразование происходило в два подэтапа.

Первый (коллизийный) подэтап приходится на вторую половину раннего мела. Он обусловлен среднемиловым гиперколлизией, порожденной возросшей скоростью спрединга океанических плит и вызвавшей столкновение островных дуг, микроконтинентов и других образований с окраиной материков [13]. Режим сжатия привел к полному отмиранию субдукционных зон в области перехода океан—континент и обдукции на континент островодужных, тыловодужных и океанических комплексов. На краю Евразийского континента формируются мощные аккреционные системы, а отложения пассивных континентальных окраин преобразуются в складчатые сооружения. Коллизийные процессы продуцировали в нарушенных образованиях окраин интенсивную гранитизацию и становление новой континентальной коры аллохтонным способом [11]. Этот способ подразумевает формирование зрелого гранито-метаморфического слоя за счет ультраметаморфической переработки и переплавления (палингенеза)

тектонически нарушенных образований древней континентальной коры и продуктов ее разрушения. Особенно благоприятные условия для палингенеза создались в зонах продольных тектонических уступов (сутур), вдоль которых формируются пояса крупных коллизийных интрузий, выделяемых в гранодиорит-гранитную формацию [3]. На Чукотке к таким интрузиям относятся батолитоподобные массивы иультинского комплекса [5], в Яно-Колымской провинции — гранитоидные интрузии Колымского пояса [5], в Хингано-Охотской — батолиты баджалского комплекса, развитые вдоль окраины Буреинского срединного массива и Баджало-Хинганской сутуры [2, 4], в Приморской провинции — крупные интрузии татибинского, хунгаринского и других комплексов, распространенные по окраине Ханкайского срединного массива и группирующиеся вдоль Центрально-Сихотэалинской тектонической сутуры [2, 6].

Коллизийное гранитообразование происходило в подготовленной среде и осуществлялось относительно быстро, что отобразилось в однородности составов и коротких гомодромных рядах интрузий. Они имеют известково-щелочной, существенно калиевый состав и редкометальный профиль [3]. Конечным продуктом короткой эволюции гранитоидов стали простые по составу месторождения олова и вольфрама, объединяемые в редкометальную формационную группу [1, 10]. Быстрота эволюции, вероятно, объясняет частое сонахождение вольфрама и олова в рудах месторождений (Иультинское на Чукотке, Правоурмийское в Приамурье, Тигриное в Приморье и др.). Главными минералами в рудных телах жильных месторождений являются кварц, вольфрамит и касситерит, а в грейзеновых залежах еще топаз и циннвальдит. Эти месторождения, выделяемые в редкометально-вольфрам-оловянную (касситерит-кварцевую) формацию [1, 3], локализуются в антиклинальных и других структурах ранней консолидации. Этим косвенно подтверждается представление о том, что мобилизация рудных компонентов произошла при ультраметаморфической переработке преимущественно древних гранито-гнейсовых образований. Другая часть месторождений этой же формационной группы размещается в под-

* Новые гранито-метаморфические образования на рис. 2 не показаны.

нениях синклинорных структур и наложенных прогибах (Пыркайские штокверки — в Палаяваамском, Одинокое месторождение — в Полоусненском синклинориях, Хинганское — в Хингано-Олонойском вулканогенном прогибе). Гранитизируемый субстрат здесь, вероятно, был более пестрым по составу, что отразилось и в вещественном составе рудной минерализации. Вольфрам в рудах выступает уже как попутный компонент, что позволяет относить такие объекты к редкометалльно-оловянной формации. Повышенная роль в таких месторождениях сульфидов, в частности, колчеданов и сфалерита, делает их как бы переходными к месторождениям полиметалльной формационной группы, характерным для следующего рудного подэтапа.

Второй (субдукционный) подэтап приходится на поздний мел — ранний палеоген. В это время произошло новое ускорение движения океанических плит с заложением пологих зон субдукции под Евразийский континент (рис. 2, Г) [13]. Погружающиеся по ним океанические плиты на глубине разогреваются, плавятся и продуцируют над собой мощный субдукционный магматизм, явившийся причиной нового гранитообразования и приращения континентальной коры. Формирование последней происходило автохтонным способом [11], т.е. за счет гранитизации осадочных толщ и хаотических образований аккреционных призм. Комплексами-показателями этих процессов явились протяженные вулканоплутонические пояса (Охотско-Чукотский, Хингано-Баджалский, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинские [12]), возникшие по окраине континента, а также отходящие по поперечным разломам и комагматичные им, чаще всего небольшие по размерам, но многочисленные интрузии габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации. Образование магматитов было растянуто во времени и происходило в неподготовленной среде [9]. Это способствовало полной дифференциации магм в промежуточных коровых очагах и появлению длинных гомодромных рядов. Конечным продуктом завершеного ряда дифференциации интрузивных образований стали сложные по составу месторождения олова и вольфрама полиметаллической формационной группы. Медленная эволюция, вероятно, со-

действовала разделению олова и вольфрама в гидротермальных рассолах и преимущественному осаждению олова в алюмосиликатной, а вольфрама в карбонатной средах. В связи с этим в месторождениях группы различаются объекты полиметалльно-оловянной формации (Валькумейское, Депутатское, Соболиное, Дубровское и многие другие) [10], полиметалльно-вольфрамовой (Агылкинское, Восток-2 и др.) [1] и редко полиметалльно-вольфрам-оловянной формации (Фестивальное), переходной к редкометалльной группе. Для всех месторождений характерна приуроченность к синклинальным структурам.

Рудный этап заканчивается в раннем палеогене, когда завершилась стабилизация территорий внешней зоны Тихоокеанского пояса. Вызревание континентальной коры и, соответственно, формирование месторождений во внутренних частях материка происходило в более ранние сроки. Постепенное омоложение рудообразования к краю материка привело к тому, что палеогеновые объекты встречаются только в пределах окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов.

Постмагматические месторождения олова и вольфрама, компоненты которых переносятся нагретыми газо-флюидами и гидротермами, локализуются в закрытых камерах, не имеющих сообщения с поверхностью. Этим объясняется их теснейшая связь с интрузивными образованиями и, в первую очередь, с телами, застывшими в гипабиссальных и субвулканических условиях.

Образования субдукционного магматизма сложены нормальными известково-щелочными породами. С удалением от окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов в сторону материка роль вулканитов сокращается, а интрузий увеличивается. При этом гранитоиды все более обогащаются щелочами, и доминирующая роль среди них, особенно в поздних кислых дериватах, переходит к калию [3, 8]. Последний при рудомобилизационных процессах, очевидно, связывает олово и вольфрам, а в дальнейшем, продуцируя предрудный калиевый метасоматоз, способствует их рудоконцентрации. Такое распределение калия может прояснить намечаемую рудопро-дуцирующую зональность: во внешних час-

тах окраинных вулканоплутонических поясов рудные объекты практически отсутствуют, в центральных и сближенных с ними тыловых частях поясов появляются небольшие до средних по запасам месторождения (Колымская часть Яно-Колымской провинции), и только вдали от поясов встречаются крупные месторождения (Янская часть Яно-Колымской провинции).

На континентальных окраинах, где субдукционной гранитизацией были охвачены разнородные породы с большой ролью фемической составляющей, руды месторождений отличаются высокой насыщенностью сульфидами (Хета, Дальнетаежное, Б.Синанча и др.). По мере продвижения в глубь материка, где гранитизацией охватывались все более однородные отложения, в обломочной части которых начинают доминировать континентальные образования, содержание сульфидного компонента в рудах месторождений все более снижается (Валькумейское, Депутатское, Солнечное, Дубровское и др.).

Следует подчеркнуть, что месторождения олова и вольфрама появляются только тогда, когда образуется заверченный ряд гранитоидов любой формационной природы. Конечными членами таких рядов для интрузий гранодиорит-гранитной формации являются литий-фтористые граниты, для интрузий габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации — лейкократовые граниты стандартного типа, обычно диагностируемые как аплит-граниты, аляски-ты, а в даечном комплексе — как фельзиты или кварцевые порфиры. Все эти поздние гранитоиды слагают небольшие тела, застывшие, как правило, в субвулканических условиях.

В пострудный этап, начавшийся в палеогене и продолжающийся до настоящего времени, материковые пространства провинций внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса охватываются процессами изостатического выравнивания и континентального рифтогенеза [2, 8]. Изостазия и нарушающая ее денудация обуславливают постоянное воздымание рудных полей месторождений олова и вольфрама, отчего они всегда совмещены с купольными морфоструктурами. Осуществляемая при сно-

се и аккумуляции разрушаемого материала природная сортировка обеспечивает на периферии куполов образование аллювиальных россыпей. В это же время процессами континентального рифтогенеза формируются многочисленные грабенообразные структуры. К числу таких структур относятся Ванкаремская, Чаунская [5], Момо-Селеняхская, Сеймчанская [5], Удская, Средне-Амурская [4], Бикинская, Зеркальненская [6] и многие другие кайнозойские впадины. При захвате грабенами рудных полей месторождений создаются благоприятные условия для образования россыпей «тектонических уступов». Такая ситуация наблюдается в Яно-Колымской провинции, где в результате разрушения Момо-Селеняхским континентальным рифтом западных частей месторождений Тасапа и Дружба сформировались промышленная россыпь Мамонт и весьма крупная погребенная россыпь Тирехтях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апелъцин Ф.Р., Павлов Е.С. и др. Поиски, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений вольфрама. — М.: Недра, 1983.
2. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000. — М., 1989.
3. Геология оловорудных месторождений СССР. В 2-х томах. — М.: Недра, 1986.
4. Геология СССР. Т. XIX. — М.: Недра, 1966.
5. Геология СССР. Т. XXX. — М.: Недра, 1970.
6. Геология СССР. Т. XXXII. — М.: Недра, 1969.
7. Ермаков Б.В. Пассивные континентальные окраины // Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. Т. 9. — М., 1980.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2-х кн. — М.: Недра, 1990.
9. Митрофанов Н.П., Пахомов М.И. Новые пути металлогенического районирования (на примере олова Приморского края) / Новые данные по геологии месторождений олова. — М.: ВИМС, 1992. С. 4—24.
10. Павловский А.Б. Формации и минеральные типы оловорудных месторождений. Принципы рудно-формационного анализа и классификация месторождений цветных, редких и благородных металлов // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 220. 1987.
11. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии). — М.: Наука, 1980.
12. Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000. — М., 1980.
13. Филатова Н.И. Эволюция континентальных окраин в раннем и среднем мезозое // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74—89.

N. P. Mitrofanov

EVOLUTION AND GEOLOGICAL BASIS OF TIN AND TUNGSTEN ORE DEPOSITION IN
EASTERN RUSSIA

From the standpoint of plate tectonics, three stages are discussed that are distinguished in the evolution of Sn and W deposits in the northwestern sector of the Pacific ore-bearing belt. Geodynamical features of the pre-ore stage are dictated by passive continental margin conditions. The ore-forming stage is subdivided into collisional and subduction substages, the final products of which are the deposits belonging to rare metal and polymetallic formation groups, respectively. The third stage is manifested in the formation of placers and associated with isostatic flattening and continental rifting.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.444:549.3

© Т. П. Кузнецова, Н. Г. Кудрявцева, 1997

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДОВ РЕГЕНЕРИРОВАННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА

Т. П. КУЗНЕЦОВА, Н. Г. КУДРЯВЦЕВА (ЦНИГРИ МПР России)

Показано, что регенерированные руды свинца и цинка при общей унаследованности минерального и элементного состава характеризуются образованием новых минеральных форм, перераспределением элементов-примесей в минералах, более гомогенным изотопным составом серы сульфидов и обогащенностью их легким изотопом.

Проблема регенерации рудных месторождений была впервые рассмотрена в сороковых годах нашего столетия в работах Г. Шнейдерхена, который понимал под термином «регенерация» формирование рудных месторождений за счет переотложения вещества более древних скоплений руд, вовлеченных позднейшими тектоническими процессами в магматическую, метаморфическую или гидротермальную мобилизацию. В дальнейшем процессы регенерации освещались в публикациях Г. В. Ручкина [10], А. И. Кривцова [4], В. И. Старостина [11, 12], Г. Б. Патахи [9], В. Барнса [15], И. Плаймера [16, 17] и др.

Регенерация руд месторождений свинца и цинка связана, главным образом, с региональным, дислокационным и контактовым метаморфизмом. Иногда роль регенерационных агентов играют высокотемпературные гидротермальные растворы, поступающие из нижележащих толщ. Предполагается, что циркуляция растворов сопровождалась частичным или полным растворением и переотложением первичного рудного вещества с формированием регенерированных руд.

В настоящей работе приведены результаты изучения регенерированных руд различных типов месторождений свинца и цинка России (Холоднинское, Сардана, Вознесенское и др.), Казахстана (Богатыревское, Акжал, Карагайлы, Жайрем, Те-

кели), Австралии (Брокен-Хилл). Они показали, что первичные и регенерированные руды существенно различны по минеральному составу, структурно-текстурным особенностям и типоморфизму слагающих их сульфидов.

Минеральный состав регенерированных руд характеризуется широким спектром рудных и жильных минералов и в значительной мере определяется составом первичных рудных концентраций, подвергавшихся метаморфизму и регенерации. Соединения серы и железа в первичных и регенерированных рудах представлены, главным образом, пиритом и пирротинном, соотношение которых зависит, в основном, от потенциала серы в рудообразующей системе. Среди главных рудных минералов свинца и цинка в регенерированных рудах, как правило, фиксируются галенит и сфалерит, являющиеся постоянными компонентами и в первичных рудах большинства рассматриваемых месторождений. На месторождении Жайрем, где существенную роль в составе первичных руд играют цинковые карбонаты, в регенерированных прожилках до 20 % цинка находится в форме цинк-олигонита — $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zn})\text{CO}_3$ с содержанием ZnO (в пересчете на 100 % карбоната) — 7,06—8,58 % при соотношении $\text{Zn:Mn} = 1:2,1—1:2,9$ [14]. На месторождениях Текелийской группы, где первичные руды обогащены фтором, в реге-

нерированных рудах присутствует флюорит, а зараженность руд цинково-свинцово-баритовых месторождений Казахстана ртутью, германием, таллием и другими элементами также отражается в появлении соответствующих минералов в составе регенерированных руд на этих месторождениях [8].

В регенерированных рудах фиксируется целый ряд минералов, как правило, отсутствующих в первичных и перекристаллизованных рудах. Это связано с широко проявленными процессами экстракции рассеянных элементов из рудных осадков, где они присутствуют в виде изоморфной или механической примеси в тонкодисперсных рудных и нерудных минералах, и последующей их концентрации. К таким элементам относятся серебро, медь, сурьма, мышьяк. Они (за исключением меди) не образуют собственных минералов в первичных рудах, а в регенерированных присутствуют в виде теннантита, тетраэдрита, гудмундита, геокронита, бурнонита, буланжерита и других минералов.

Другой причиной появления большого числа редких минералов в регенерированных рудах является привнос ряда элементов флюидами, связанными с внедрением дайковых и интрузивных образований. Появление на метаморфизованных колчеданных месторождениях таких минералов как станнин, касситерит и молибденит, имеющих металлогеническую специализацию, не соответствующую специализации колчеданных руд, Г.В.Ручкин [10] связывает с воздействием на руды проявлений контактового метаморфизма. По его мнению, искажение металлогенического профиля колчеданных месторождений путем формирования не свойственных им минералов происходит на регрессивной ветви метаморфизма, когда с низкотемпературными флюидами могут быть привнесены дополнительные рудообразующие элементы. В частности, на месторождении Булиден с регрессивным этапом метаморфизма связывается становление кварц-турмалин-золоторудной минерализации с комплексом сопутствующих ей минералов (висмутин, галеновисмутит, тетрадимит и др.). Подобными же процессами обусловлено также появление минералов золота, висмута и таллия в рудах месторождения Карагайлы,

электрума и теллуросодержащих сульфосолей серебра на месторождении Акжал, брейтгауптита и ульманита — в рудах Текели, молибденита и станнина — на месторождениях Урала и Японии.

В жильной матрице регенерированных руд, как правило, преобладают кварц и карбонаты, представленные кальцитом, доломитом, анкеритом или сидеритом, а иногда барит. Набор нерудных минералов, сопровождающих сульфиды в зонах регрессивного метаморфизма, представляет собой ассоциацию, отчетливо регрессивную по отношению к минералам гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, в условиях которых метаморфизованы рудовмещающие породы. Например, на Холодинском месторождении породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, минералы поздних сульфидных прожилков отчетливо корродируют зерна граната, роговой обманки, биотита, плагиоклаза и дистена и сопровождаются каемками эпидота, хлорита, серицита и карбоната [6]. В основном плагиоклазе возникают тонкие каемки, имеющие более кислый состав. В зонах регрессивного метаморфизма отчетливо выражены изменения минералов, характерных для гранулитовой фации метаморфизма — геденбергита, родонита, бустамита, плагиоклаза. На месторождении Брокен-Хилл в таких зонах эти минералы частично или полностью замещаются гидроксилсодержащими силикатами, такими как стуртит, пиросмалит, ганофиллит и др. [15].

Структуры и текстуры регенерированных руд отражают условия отложения рудного вещества из метаморфогенно-гидротермальных растворов. Регенерированные руды, образование которых связано с процессами регионального и динамотермального метаморфизма, характеризуются развитием разнообразных вкрапленных, прожилковых и брекчиевых текстур. В приконтактных частях секущих рудных тел встречаются полосчатые текстуры, образующиеся в результате замещения рудным веществом вмещающих сланцев, а в их центральных частях — массивные текстуры. Еще более разнообразны текстуры регенерированных руд, формирующихся

в связи с процессами контактового метаморфизма. В этом случае встречаются массивная, дендритовая, фестончатая, полосчатая, пятнистая, бурундучная, унаследованно-полосчатая, гнездово-прожилковая, брекчиевая и вкрапленная текстуры.

Метасоматическая природа регенерированных руд подтверждается присутствием в рудных агрегатах реликтов вмещающих пород, прожилковыми, каемчатыми и графическими микротекстурами замещения зерен кварца, карбоната, граната, мусковита и других жильных минералов галенитом, пирротинном и другими сульфидами регенерированных прожилков, избирательным характером замещения сульфидами жильных минералов. В частности, галенит тяготеет к скоплениям мусковита или серицита, а сфалерит — карбоната, халькопирит часто цементирует раздробленные зерна граната.

Структуры регенерированных руд всех типов характеризуются преобладающим развитием структур замещения и коррозии. Широко распространены также кристаллические зернистые структуры — гипидиоморфная, аллотриоморфная, идиоморфная, метакристаллическая. Отмечаются структуры взаимного прорастания, субграфическая, скелетная.

Регенерированные руды, в свою очередь, нередко подвергаются последующим метаморфическим преобразованиям различной интенсивности, которые обусловлены термальным воздействием продолжающих циркулировать метаморфогенных растворов или тектоническими процессами поздних этапов. В них вследствие этого иногда формируются структуры деформации и метаморфизма: катакластическая, брекчиевая, гранобластовая, пойкилобластовая и др.

В ряде случаев создаются условия для медленного охлаждения минералов регенерированных руд, образованных при достаточно высоких температурах. Это происходит, например, когда регрессивная ветвь метаморфизма следует сразу за прогрессивной. При медленном охлаждении руд, в условиях отжига, суммарная поверхность зерен и поверхностное натяжение между ограничивающими их поверхностями сводится к минимуму. По данным

Дж.Крейга и Д.Вогана [5], углы между поверхностями, наблюдаемыми в контакте трех зерен подвергшихся отжигу мономинеральных агрегатов, стремятся к 120° . Нередко тройные углы трассируются поздними переотложенными сульфидами.

Типоморфные особенности сульфидов регенерированных руд являются отражением условий их кристаллизации. При изучении типоморфных особенностей минералов основное внимание уделяется их химизму, который, несмотря на большое поле стабильности сульфидов, является чутким индикатором состава, температуры и давления в минералообразующих растворах.

В регенерированных сульфидах фиксируется резкое уменьшение примесей петрогенных и ряда рудогенных элементов, которыми насыщены колломорфные агрегаты первичных сульфидов, адсорбировавших значительные количества этих элементов при коагуляции коллоидных растворов или захвативших в момент своего осаждения механические примеси глинистых минералов. В соответствии с новыми термодинамическими условиями в них происходит перераспределение изоморфных элементов-примесей между сульфидами. В конечном итоге, они концентрируются в тех минералах, с которыми способны образовывать изо- и гомеоструктурные фазы: железо, кадмий и марганец в сфалерите, висмут и серебро в галените и т.д. (табл. 1).

В табл. 1 приведены средние содержания железа в сфалеритах и серебра в галенитах регенерированных и первичных руд. Показано, что на одних месторождениях (Холоднинское, Карагайлы) содержание железа в сфалеритах регенерированных руд увеличивается по сравнению с первичными рудами, а на других (Богатыревское, Вознесенское) — уменьшается. Аналогично поведение серебра в галенитах регенерированных и первичных руд.

Вариации содержаний железа, марганца и кадмия определяют колебания многих свойств сфалерита, а также позволяют производить при определенных условиях оценку величин давления и активности серы в процессе рудообразования [13]. Сфалерит регенерированных руд обнару-

1. Содержание примесей в сфалерите и галените первичных и регенерированных руд некоторых свинцово-цинковых месторождений

Месторождение	Минерал	Среднее содержание					
		Fe, %			Ag, г/т		
		1	2	3	1	2	3
Холоднинское (Прибайкалье)	Сфалерит	4,5	7,0	28			
	Галенит				460,2	853,0	59
Карагайлы (Центральный Казахстан)	Сфалерит	2,6	3,9	13			
	Галенит				1200,0	500,0	23
Богатыревское (Рудный Алтай)	Сфалерит	7,6	4,0	18			
	Галенит				1200,0	500,0	43
Вознесенское (Дальний Восток)	Сфалерит	9,0	6,0	11	—	—	—

П р и м е ч а н и е. 1 — первичные, 2 — регенерированные руды, 3 — количество анализов.

живает как повышенные (месторождения Акжал, Карагайлы, Холоднинское, Сардана), так и пониженные (Богатыревское), по сравнению с первичными рудами, содержания железа, при этом маложелезистый сфалерит обычно ассоциирует с пиритом, а высокожелезистый — с пирротинном. Как известно, железистость сфалерита в системе с буферированной активностью серы (например, при одновременной кристаллизации сфалерита, гексагонального пирротина и пирита) в значительном интервале температур зависит от давления. В то же время, различная железистость сфалерита может быть связана с изменениями активности серы в системе. При значительной активности серы происходит кристаллизация маложелезистого сфалерита и пирита, а при малой — высокожелезистого сфалерита в ассоциации с пирротинном, что и наблюдается и в рассматриваемых рудах.

Средние содержания кадмия в сфалерите регенерированных руд составляют десятые—сотые доли процента, причем на большинстве месторождений отмечается некоторое уменьшение содержаний кадмия в сфалерите регенерированных руд по сравнению с первичными. При этом более высокие содержания кадмия фиксируются в светлых маложелезистых разностях сфалерита и более низкие — в темных железистых.

Перераспределение элементов-примесей хорошо иллюстрируется также на примере примесей кобальта и никеля в пирите и

пирротине. Многочисленными исследованиями установлено, что именно их соотношения могут с успехом использоваться для суждения о природе сульфидов [2]. В частности, отмечается, что для сульфидов железа сингенетического происхождения характерно преобладание никеля над кобальтом и низкий коэффициент вариации содержания этих металлов. В регенерированных рудах кобальт концентрируется в пирите, а никель — в пирротине. Величина отношения Co/Ni в пирите при этом значительно возрастает (от 0,7 в гидротермально-осадочных рудах до 1,9 и более в регенерированных).

Характерной особенностью состава сульфидов регенерированных руд является также появление в них элементов-примесей, не свойственных первичным рудам. Например, на Вознесенском месторождении отмечается привнос молибдена, вольфрама, ртути; на Озерном, в зонах гидротермальной проработки руд, выявлен привнос меди, бария и бора; на некоторых месторождениях Рудного Алтая в рудах зафиксированы повышенные концентрации редкоземельных элементов [1, 3].

Сульфиды регенерированных прожилков отличаются от первичных и своими физическими свойствами. Одно из самых доступных для изучения физических свойств минералов — это их термоЭДС. Величина и знак термоЭДС отражают тип проводимости минералов. Положительная термоЭДС отражает так называемую дырочную проводи-

2. Изотопный состав серы первичных и регенерированных руд

Месторождение	Минерал	Среднее содержание $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах, ‰	
		Первичные руды*	Регенерированные руды
Вознесенское	Пирит	+19,5 (29)	+8,2
	Сфалерит	+11,5 (11)	+7,1
Холоднинское	Пирит	+16,9 (40)	+11,6
	Сфалерит	+14,6 (25)	+9,4
	Халькопирит	+12,1 (8)	+9,21

П р и м е ч а н и е. В скобках — количество анализов.

мость (р-тип), отрицательная — электронную проводимость (п-тип).

В отличие от сингенетических пиритов с положительной термоЭДС, пирит регенерированных руд характеризуется более однородными электрическими свойствами и, как правило, имеет электронную проводимость п-типа, а в случае значительной примеси мышьяка — проводимость р-типа, при этом пириты с низкими значениями термоЭДС, как правило, более высокотемпературные.

Для расшифровки условий минералообразования регенерированных руд на регрессивном этапе большой интерес представляет также изучение магнитных характеристик пирротина, которые изменяются в зависимости от температуры его образования, потенциала серы, воздействия поздних растворов и других факторов. Изучение магнитных характеристик пирротина на Холоднинском месторождении позволило установить, что кристаллизация регенерированных руд происходила в широком температурном интервале в условиях изменяющегося потенциала серы. Это обусловило зональное распределение модификаций пирротина в регенерированных прожилках в зависимости от их близости к мощным пластовым залежам колчеданных руд: вблизи них развит преимущественно ферромагнитный моноклинный пирротин, на удалении — антиферромагнитный гексагональный. Относительно более сернистый моноклинный пирротин, как показывают термодинамические расчеты, образуется при более высоком потенциале серы в рудообразующих растворах, гексагональный — при более низком.

Изотопный состав серы сульфидов регенерированных руд варьирует в широких пределах в зависимости от изотопного состава

серы первичных руд на этих месторождениях, обнаруживая как узкие (Брокен-Хилл), так и весьма широкие (Жайрем, Холоднинское и др.) колебания величин $\delta^{34}\text{S}$. Данные об изотопном составе регенерированных руд весьма малочисленны, но там, где они имеются (табл. 2), фиксируется более гомогенный, по сравнению с первичными рудами, изотопный состав серы сульфидов, обогащенность их легким изотопом, а также более узкие пределы вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$ [1, 6].

Экспериментальное изучение фракционирования изотопов серы сульфидов при нагреве в «сухих» условиях кристаллизации из расплавов и гидротермальном переотложении показывает, что в исследуемых минералах (пирротине, халькопирите, пирите, сфалерите, арсенопирите, галените), изотоп ^{34}S менее устойчив (энергетически менее выгоден), чем изотоп ^{32}S [7]. При нагреве и гидротермальном переотложении сульфидов происходит (за исключением галенита) вынос из исходного минерала тяжелого изотопа серы. При этом предпочтительная потеря минералом тяжелого изотопа, как наименее связанного в кристаллической решетке, характерна для минералов, постепенно изменяющих свой состав при переходе к элементарному состоянию. К таким минералам относится, например, моноклинный пирротин. Гидротермальное переотложение минералов, не имеющих промежуточных фаз на пути к элементарному состоянию, происходит по другой схеме. Например, галенит, растворяясь, поставляет в водный раствор серу, соответствующую по изотопному составу исходному веществу, а отлагаясь, использует, в первую очередь, энергетически предпочтительный изотоп ^{32}S , при

этом величина фракционирования достигает 8,4 % [7].

Таким образом, проведенные исследования показывают, что регенерированные руды отличаются от первичных прожилково-вкрапленными текстурами, формированием новых минеральных форм при общей унаследованности минерального и элементного состава, перераспределением элементов-примесей в минералах, а также появлением ряда примесей (молибден, олово, вольфрам, редкие земли), не свойственных первичным рудам. Для регенерированных руд характерны также более однородный, по сравнению с первичными рудами, изотопный состав серы сульфидов, обогащенность их легким изотопом и более узкие пределы вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 95-05-15698а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды на Вознесенском месторождении // Геология руд. месторождений. 1990. № 5. С. 46—53.
2. Еремин Н.И. О порядках скрытой минералогеохимической зональности в колчеданных залежах / Эндогенное рудообразование. — М.: Наука, 1985. С. 250—263.
3. Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла. — Новосибирск: Наука, 1992.
4. Колчеданные месторождения мира. — М.: Недра, 1979.
5. Крейг Дж., Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография. — М.: Мир, 1989.
6. Кузнецова Т.П. Минеральный состав и некоторые вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения: Автореф. канд. дисс. — М.: МГУ, 1978.
7. Лихачев А.П. О фракционировании изотопов серы сульфидов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 1. С. 223—226.
8. Металлогения Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1988.
9. Паталаха Г.Б. Метаморфизм руд стратиформных свинцово-цинковых месторождений (Казахстан): Автореф. докт. дисс. — Алма-Ата, 1989.
10. Ручкин Г.В. Стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения докембрия. — М.: Недра, 1984.
11. Старостин В.Н. Роль расплавов в формировании рудных месторождений / Основные проблемы рудообразования и металлогении. — М.: Наука, 1990. С. 41—55.
12. Старостин В.Н., Лычаков В.А., Сергеева Н.Е. Метаморфогенное перераспределение элементов колчеданно-полиметаллических руд // Геология рудных месторождений. 1981. № 4. С. 30—43.
13. Типоморфизм минералов. — М.: Недра, 1989.
14. Тянь В.Д., Митряева Н.М., Садепов И.И. Цинковые хемогенные карбонатные руды Жайрема — первое подтверждение гипотезы о возможности накопления цинка в осадочных породах в несulfидных формах // Хабарлалы известия. 1992. № 4. С. 23—38.
15. Barnes R.I. Multi-stage mobilisation and remobilisation of mineralisation in Broken Hill // Ore geology review. 1987. № 2. P. 247—267.
16. Plimer I.R. Hydrothermal mobilization of silver during retrograde metamorphism at Broken Hill, Australia // Neues Jahrb. Geol. und Paleontol. Monats. 1980. № 10. P. 433—439.
17. Plimer I.R. The ilmenite-ecandrevsite solid solution series, Broken Hill, Australia // Neues Jahrb. Miner. Monats. 1990. № 12. P. 529—536.

T. P. Kuznetsova, N. G. Kudryavtseva

MINERAL COMPOSITION AND TYPOMORPHIC FEATURES OF SULFIDES IN REGENERATED ORES OF LEAD AND ZINC DEPOSITS

It is shown that regenerated lead and zinc ores feature somewhat inherited mineral and elemental compositions. At the same time, new mineral forms emerge, and certain redistribution of trace elements in minerals takes place. Regenerated ores exhibit a more homogeneous sulfur isotope composition of sulfides, these latter being rich in light S isotope.

УДК 553.411.044:551.21:551.26 (575.1)

© Коллектив авторов, 1997

РУДНОФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ СКРЫТОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ОБЛАСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

А. Д. ДЖУРАЕВ (ИМР Госкомгеологии РУз), Ф. И. ИСЛАМОВ, Ю. Л. ГЕРТМАН
(ГГП «Ташкентгеология»), Р. И. КОНЕЕВ (ТашГУ)

На геохимической основе с использованием микроминералогических исследований выделены золотая, золото-серебряная и золото-теллуровая формации в породах андезитовидного состава известково-щелочного и субщелочного ряда с повышенной калиевоcтью. Золотое оруденение локализуется в аргиллизитах, различающихся набором элементов для внутренних и внешних фаций метасоматических зон. Рудноформационный анализ с привлечением геохимических методов исследований позволил смоделировать и спрогнозировать перспективные площади, на которых были выделены слепозалегающие рудоносные зоны.

Чаткало-Кураминский регион западного Тянь-Шаня уникален по наличию различных месторождений полезных ископаемых, в формировании которых важнейшую роль играет позднепалеозойский вулканизм. Наиболее значительные рудные поля и месторождения золота сосредоточены в Кураминской зоне, где они тяготеют к вулканотектоническим грабенам, кольцевым структурам и приразломным депрессиям, выполненным продуктами андезит-дацитового вулканизма. Главные рудоконцентрирующие структуры — это субмеридиональные скрытые разломы, узлы пересечения которых с нарушениями других направлений контролируют размещение центров вулканической деятельности (субвулканы, экструзии, некки, куполовидные поднятия и др.) и определяют положение золоторудных полей.

Рудовмещающими зонами внутри и на окраинах вулканотектонических структур служили синвулканические разломы: полукольцевые и радиальные, межформационные срывы, ориентированные в субширотном, северо-восточном и субмеридиональном направлениях, а также области центров извержений. Известно, что 55 % рудопроявлений и 60 % различных месторождений располагаются в субвулканических, экструзивных и жерловых фациях

[1, 9]. Многообразие условий локализации золоторудных месторождений затрудняет их систематизацию для решения прогнозных задач, поэтому именно рудноформационный анализ можно считать основой совершенствования методов локального прогноза и поисков скрытого золотого оруденения.

Формирование золотого оруденения происходило в несколько этапов. Наиболее продуктивны породы раннемосковского, средне-позднекарбонowego и раннепермского возраста, ассоциирующие соответственно с андезитовой (Каульды, Кызылалма), дацит-андезитовой (Кочбулак, Кайрагач) и трахиандезитовой (Гузаксай, Пирмираб) формациями. Анализ петрохимических трендов всех рудовмещающих формаций [7] еще раз убеждает, что для вулканитов характерны петрохимическая бимодальность — тесная ассоциация известково-щелочного и субщелочного ряда (рис. 1), принадлежность их к латитовой серии с повышенной калиевоcтью и гомодромный характер эволюции. Формировались такие породы в условиях активной окраины андийского типа (до начала перми) как внутриконтинентальная фация зоны рифтогенеза [8].

Исходя из задач локального прогноза и поисков, разрабатывалась классификационно-признаковая минералого-геохимиче-

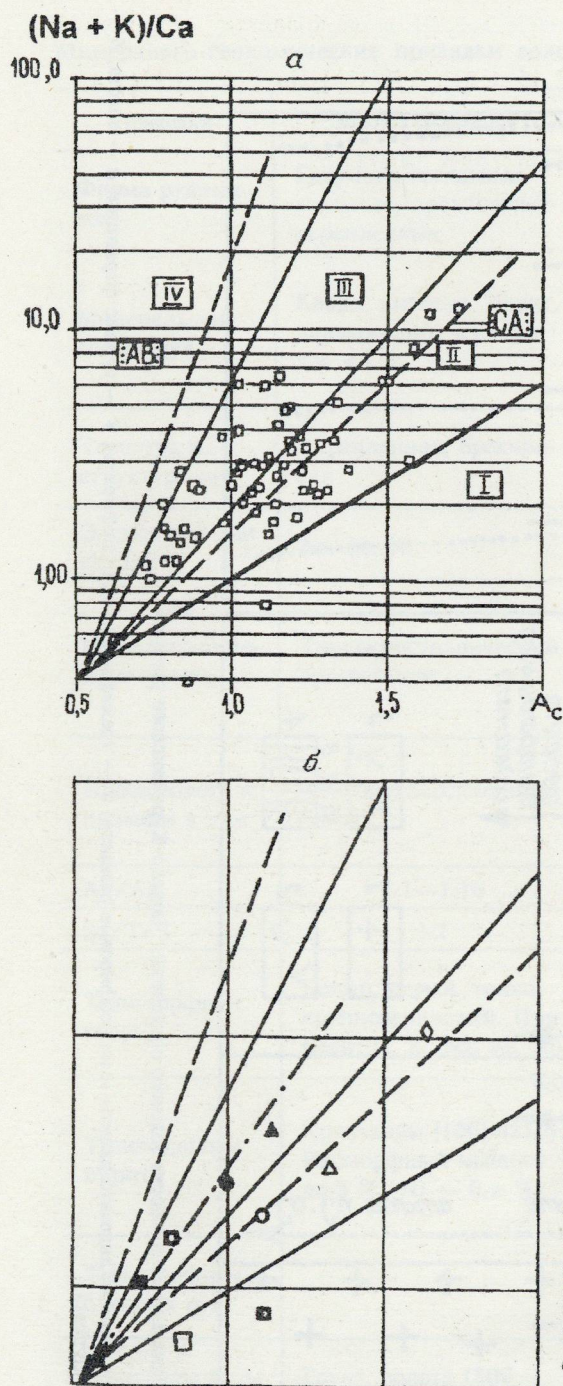


Рис. 1. Петрохимические тренды вулканитов раннемосковского времени Чаткало-Кураминского региона на диаграмме Л.С.Бородина (1987).

Поля щелочности: I — известковое, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочное; тренды: СА — главный известково-щелочной, АВ — щелочно-базальтовый; породы: 1 — вулканиты раннемосковского времени, 2 — базальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, 5 — риолиты, 6 — трахибазальты, 7 — муджириты, 8 — бенмориты, 9 — трахиты.

ская модель золотого оруденения с использованием микроминералогического подхода [5], т.к. золото и его спутники (теллур, селен и др.) имеют преимущественно микроминеральную форму нахождения, образуя своеобразные микропарагенезисы (рис. 2). Базируясь на геохимическом принципе классификации месторождений, удалось выделить три основные золоторудные формации — золотую, золото-серебряную и золото-теллуровую, отличающиеся составом золота, его микропарагенезисами, отношениями Au/Ag , Se/Te , ассоциацией элементов-индикаторов и т.д. (таблица).

Ранее в регионе было выделено два структурных типа золоторудных полей [9]. Поля первого типа располагаются в пределах карбоновых вулканических построек с повышенной мощностью толщи андезит-дацитовых вулканитов, широким развитием субвулканических тел, эксплозивных брекчий; поля второго типа приурочены к выступам фундамента среди вулканитов и локализуются в линейных разрывных нарушениях среди гранитоидов, сланцев и т.д. Эти два типа соответствуют особенностям локализации золото-теллуровой и золото-сурьмяной формаций. Породы предшествующей золотой формации характеризуются невысоким, устойчивым содержанием золота, их состав обычно завуалирован последующими процессами. Мощные, протяженные зоны прожилково-вкрапленной кварц-пиритовой минерализации с тонкодисперсным золотом в отрицательных структурах среди таких пород часто определяют масштабы промышленного оруденения, концентрирующегося в рудных столбах в результате перераспределения рассеянного раннего золота. Выделенные типы идентичны золотому оруденению в вулканогенных поясах мира [6] и характеризуются следующими признаками.

В золото-серебряную группу объединены объекты с низкопробным золотом (<700), отношением Au/Ag от 1:30 до 1:100, Se/Te — от 10:1 до 1:1 и постоянным присутствием самородного серебра, аргенита, интерметаллидов, сульфантимонитов, железо- и медно-серебряных сульфидов, в ряде случаев селенидов. По

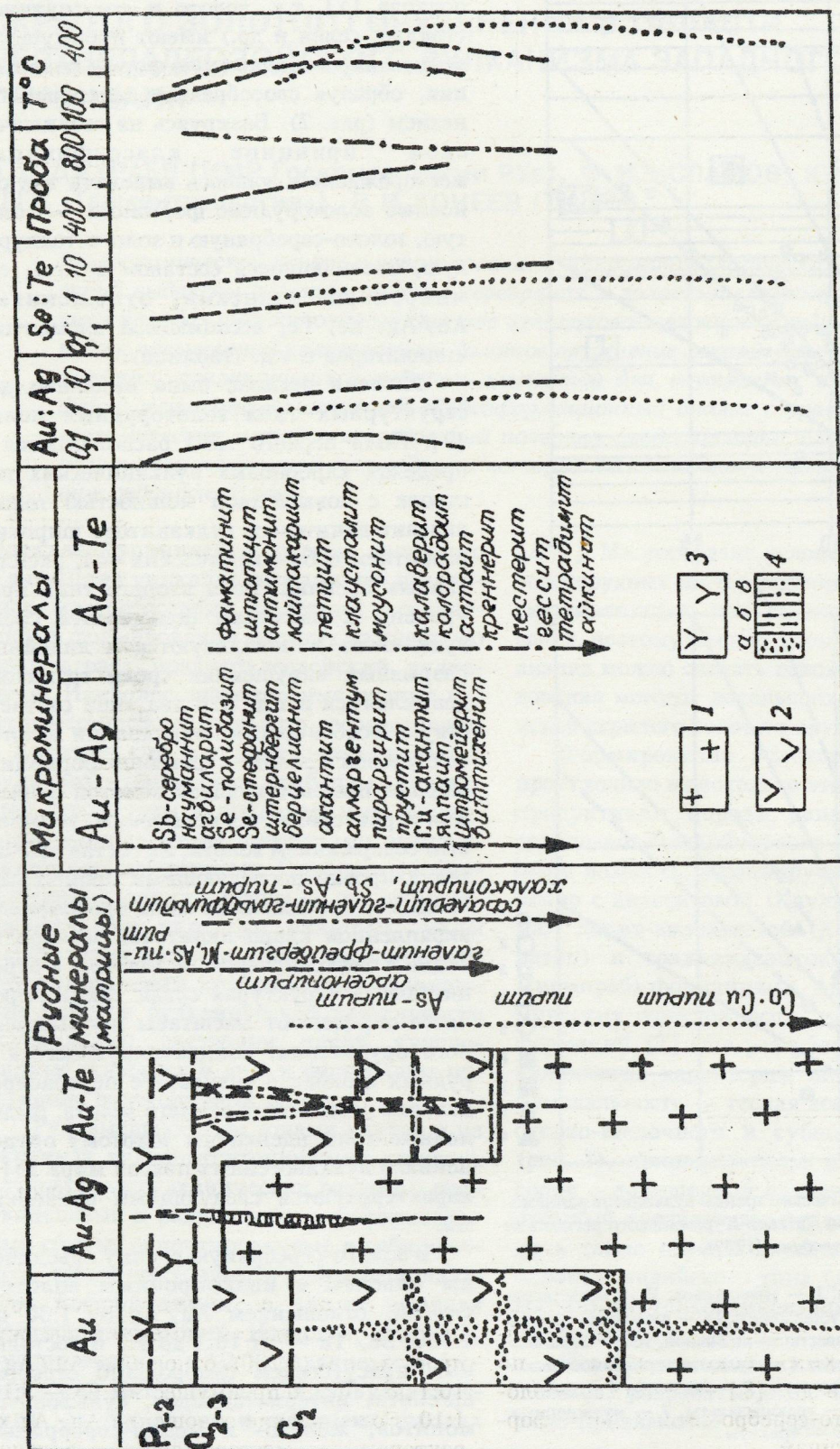


Рис. 2. Схема минералого-геохимической зональности золотого оруденения Чаткало-Кураминского региона.

1 — гранитоиды основания; 2 — андезиты, андезито-дациты и их порфировые разновидности; 3 — трахиандезитовые порфиры; 4 — рудные формации: а — золота, б — серебра.

Минералого-геохимические признаки золотого оруденения в Чаткало-Кураминском регионе

Признаки	Золотая формация	Золото-серебряная формация	Золото-теллуровая формация
Форма рудных зон	Секущие, согласные, жильные, прожилково-вкрапленные	Секущие, жильные, прожилковые	Секущие, согласные, трубообразные, жильные
Минеральный состав руд	Кварц, анкерит, пирит, халькопирит. Сульфидов < 1 %	Кварц, Мп-анкерит, кальцит, пирит, халькопирит, фрейбергит, галенит, сфалерит. Сульфидов до 5 %	Кварц, кальцит, барит, доломит, пирит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, халькопирит. Сульфидов до 30 %
Текстура и структура руд	Вкрапленная, брекчиевая	Вкрапленная, гнездовая, кокардовая	Гнездовая, брекчиевая, колломорфно-полосчатая, массивная
Элементы-индикаторы	Au, As, Ni	Ag, Au, Sb, Se, Ni, Mo	Au, Ag, Te, Sb, Pb, Zn, Cd, Bi, Hg, Sn
Микропарагенезисы золота	Тонкокристаллический арсенопирит	Полибазит, пираргирит, аргентит, штернбергит, ялпаит, науманнит, агвиларит, серебро	Гессит, алтаит, петцит, калаверит, колорадоит, тетрадимит, чаткалит, курамит, лайтакариит
Проба золота и примеси в нем	Тонкодисперсное, невидимое	660 (AuAg) 550 (Au ₂ Ag ₃) 380 (AuAg ₃) Sb, Cu, Fe	850 (Au ₃ Ag) 750 (Au ₂ Ag) 930 (AuSAg) Te, Hg, Bi, Pb
Au/Ag	1:1—1:10	1:10—1:100	10:1—1:10
Se/Te	1:1	10:1—1:5	1:1—1:10
Типоморфизм кварца	Белый, серый, тонко-крупнозернистый. Примеси: Li, K, Na, As, Au	Белый, кремовый, черный пластинчатый, овальный. Примеси: Ag, Sb, K, Li, Na	Серый, белый, халцедоновидный, ритмично-полосчатый. Примеси: K, Na, Pb, Zn, Cu, Au
Типоморфизм пирита	Кристаллы {100}+{210}. Изоморфный мышьяк до 3 %, Ni — 0,п %	Кристаллы {210}. Изоморфный мышьяк до 6 %. Примеси: Ag, Sb, Ni	Колломорфный, кристаллы {210}. Изоморфные As, Sb, Cu, (1—3 %). Примеси: Te, Pb, Zn
Типоморфизм блеклых руд	—	Фрейбергит, Ag до 40 %. Fe/Zn > 1	Bi, Te-тетраэдриты (Bi до 16 %, Te до 15 %). Fe/Zn < 1
Минералы зоны гипергенеза	Гетит, золото (800—900)	Гетит, акантит, пираргирит, золото (800—900)	Гетит, ярозит, ютенбогартит, англезит, теллуриит, золото (1000)

классификации М.М.Константинова [6] такие объекты относятся к золото-серебряному геохимическому типу, а по В.Г.Хомичу и др. [8] — к серебро-золотому и золото-серебро-селенидному формационным типам.

Ко второй, золото-теллуридной, группе отнесены объекты, имеющие высокую пробу золота (>700), отношение Au/Ag от 10:1 до 1:50, но преимущественно — 5:1—1:10. Более низкие отношения Au/Ag характерны для месторождений с большим

количеством рудных минералов (до существенно сульфидных руд), где присутствуют собственно серебряные минералы и галенит — концентратор серебра. Здесь теллур образует большую группу соединений с Au, Ag, Bi, Pb, Hg, Sb. Характерны сульфостаннаты, касситерит. Эта группа объединяется в золото-теллуридный геохимический тип или золото-теллуридный и золото-серебро-теллуридный формационные типы. Особенностью слабозернированных объектов является достаточно широкое развитие селенидов и сульфоселенидов висмута и свинца.

Золотую формацию отличают сравнительно низкая золотоносность, связанная с тонкодисперсным золотом в кварце и пирите, обычно убого- либо малосульфидный тип руд и простой состав — кварц, карбонаты, мышьяковистый пирит в различных соотношениях. Отношение Au/Ag и Se/Te по отдельным объектам колеблется около 1:1.

В пределах изученных рудных полей развиты преимущественно две группы метасоматических формаций. Первая объединяет синвулканические метасоматиты, предшествующие процессу оруденения: региональные и локальные пропилиты, вторичные кварциты. Вторая, представленная аргиллизитовой формацией, — более поздняя, непосредственно связана с оруденением.

При анализе характера распределения ведущих химических элементов было установлено, что морфология и интенсивность проявления их ореолов определяется как положением рудных тел, так и особенностями зональности метасоматитов. Так, внутренние зоны аргиллизитов отчетливо фиксируются ореолами выноса натрия, калия, цинка и олова, а во внешних зонах эти элементы накапливаются. В вертикальном разрезе во внутренней зоне отмечены тенденции разнонаправленного изменения концентрации ряда рудогенных элементов (например, накопление свинца и цинка с глубиной увеличивается, а сурьмы и мышьяка — уменьшается). Устойчивый характер распределения химических элементов по вертикали во внутренней зоне аргиллизитов позволяет получать более надежную характеристику вертикального уровня оруденения.

На основе пошагового регрессионного анализа выведены уравнения, описывающие вероятную продуктивность ожидаемых рудных тел. В первую очередь на возможную продуктивность указывает характер распределения золота, серебра, меди, свинца, цинка, мышьяка, висмута и сурьмы. Эти данные, в комплексе с другими геологическими параметрами, используются при локальном прогнозе оруденения. Широко применяются и различные геохимические методы поиска, каждый из которых базируется на своих прогнозно-поисковых критериях.

Для поисково-прогнозных целей, по нашему мнению, представляют интерес следующие геохимические закономерности:

- поведение химических элементов при процессе эндогенного рудообразования и возникновения их первичных ореолов;

- поведение химических элементов при процессах экзогенного рудообразования и возникновения вторичных ореолов рассеяния;

- закономерные парагенетические ассоциации элементов.

Наиболее доступны для широкого практического использования методы мультипликативного или аддитивного усиления слабого полезного сигнала.

Методика геохимических исследований включает:

- определение при помощи корреляционного или факторного анализов типоморфного комплекса элементов, характеризующих данный вид полезного ископаемого;

- выявление эталонного объекта (месторождения) в изучаемом регионе либо в других регионах (по литературным источникам);

- идентификацию эталонного объекта с выявленной геохимической аномалией путем сравнения их количественных и качественных геохимических характеристик (критерии Стьюдента, Фишера, регрессионный, кластерный анализы);

- определение уровня эрозионного среза изучаемого объекта в метрике хорошо изученного на различных глубинах эталона, охарактеризованного монотонно изменяющимися геохимическими показателями от надрудных его частей к подрудным (срав-

нение показателей зональности и интенсивности оруденения различных порядков);

определение промышленной ценности выявленной геохимической аномалии (определение уровня эрозионного среза относительно эталона), расчет прогнозных ресурсов полезного компонента.

Наряду с первичными литохимическими ореолами в качестве поисковых критериев рудоносности широко используются вторичные геохимические ореолы рассеяния элементов [4].

Вторичные ореолы образуются во всех компонентах ландшафта — в поверхностном рыхлом покрове, в грунтовых и поверхностных водах, в почвах, растительности, в почвенном приповерхностном воздухе — и оказываются взаимосвязанными между собой. Возникновение подобных ореолов обусловлено эрозией месторождений и непосредственно связано с действием агентов физического и химического выветривания. Состав химических элементов в ореолах вторичного рассеяния отвечает составу первичных руд и ореолов первичной концентрации. Если рудный материал способен создавать гидрохимические ореолы при выветривании или прямом соприкосновении с дренирующими водами, то некоторые рудообразующие элементы благодаря капиллярному эффекту подземных вод мигрируют к поверхности, образуя ореолы над «слепыми» рудными телами. Проникая в почвенный слой и оттуда в растительность, они обуславливают в ней повышенные содержания этих элементов. Наконец, происходит некоторое обогащение парами и газами почвенного и припочвенного воздуха.

Площадь вторичного ореола рассеяния в ландшафтных условиях всегда во много раз больше, чем площадь выхода слепого рудного тела, что делает его более доступным для обнаружения. Эффективность литогеохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния подтверждена практикой и в Узбекистане. При помощи этого метода было открыто в 50—60-х годах значительное количество месторождений полезных ископаемых, таких как Дальнее, Мурунтау и др. Однако значительным препятствием для обнаружения рудных объектов этим методом является его сравнительно малая глубинность (первые метры), а на современном

этапе необходимо оценивать интервалы глубин от дневной поверхности до экономически целесообразных уровней.

В качестве дистанционного метода, способного почувствовать оруденение на глубинах до 100 м, может быть использована газортутная съемка. В основе газортутного метода лежит изучение продуктов «дыхания» рудных зон и месторождений. Парообразная ртуть в почвенном воздухе образуется при формировании и жизни месторождений за счет непрерывного перехода ртути из любых форм ее существования в рудных телах и околорудном пространстве в парообразное состояние, с последующей миграцией по порам, микро- и макротрещинам к дневной поверхности. Круг задач, решаемых газортутной съемкой, включает:

трассирование под наносами тектонических нарушений, способствующих усилению миграции паров ртути к дневной поверхности;

уточнение положения под наносами зон гидротермально измененных пород и выявление их геометрических параметров;

обнаружение (в комплексе с другими геохимическими методами) скрытых месторождений полезных ископаемых;

картирование геологических образований, обладающих повышенными содержаниями ртути (вторичные кварциты, специализированные магматические выплавки и т.д.).

Внедрение в практику работ современных ПЭВМ позволяет на количественной основе проводить локальный прогноз скрытого оруденения.

Нашими работами (гидрогеохимическими, литогеохимическими по первичным и вторичным ореолам рассеяния, ртутометрическими) над объектами, не выведенными на уровень эрозионного среза, установлено наличие ореолов сурьмы, мышьяка, ртути.

На основе рудноформационного анализа с применением данных геохимических методов исследований были смоделированы и спрогнозированы перспективные площади. На отдельных участках, расположенных на правом и левом берегах р. Ангрен, были выявлены слепозалегающие рудоносные зоны на глубине более 100 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. — Ташкент: ФАН, 1983.
2. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
3. Далимов Т.Н., Павлов В.А., Рафиков Я.М. и др. Основные этапы развития магматизма и геодинамика Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 29—41.
4. Джуроев А.Д., Пирназаров М.М. Геохимические критерии прогнозирования и поисков вулканогенных месторождений Кураминской зоны. — Ташкент: ФАН, 1991.
5. Конеев Р.И., Кушмурадов О.К., Туресебеков А.Х. Микроминералогия — предмет, методы, применение. — Ташкент: ТашГУ, 1994.
6. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. — М.: Недра, 1984.
7. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф., Исламов Ф.И. Эволюция рудно-магматических систем — основа прогноза, поисков и оценки золото-редкометалльных месторождений // Разведка и охрана недр. 1996. № 8. С. 29—34.
8. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. — Владивосток, 1989.
9. Шаякубов Т.М., Далимов Т.Н., Арапов В.А. и др. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. — Ташкент: ФАН, 1988.

A. D. Dzshuraev, F. I. Islamov, Yu. L. Gertman, R. I. Koneev

ORE-ASSEMBLAGE-BASED ANALYSIS AND LOCAL PREDICTION OF HIDDEN GOLD ORE MINERALIZATION IN THE ZONE OF LATE PALEOZOIC VOLCANISM IN THE WEST TIEN SHAN

Based on geochemical exploration indications and using the micromineralogical analytic hosted in highly potassic limy-alkaline and subalkaline andesite rocks have been established. Gold mineralization is localized in argillization products differing by the set of elements which characterize the internal and outer facies of metasomatic zones. The ore-assemblage-based analysis, with geochemical techniques involved, made it possible to simulate and predict the promising areas enclosing hidden ore-bearing zones.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 551.1:553.411/.412(571.6)

© Коллектив авторов, 1997

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ДУКАТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

М. М. КОНСТАНТИНОВ, В. В. АРИСТОВ, Р. Ф. ДАНКОВЦЕВ, С. Ф. СТРУЖКОВ
(ЦНИГРИ МПР России)

На глубинных геолого-геофизических разрезах Дукатского рудного района определено положение золото-серебряного оруденения в поле силы тяжести. Под Дукатским рудным районом установлена крупная линза разуплотнения, предположительно отвечающая мантийному диапиру. Глубинно-плотностные характеристики линзы могут служить индикатором для прогноза благоприятных обстановок локализации рудных районов дукатского типа.

Рудные районы и узлы вулканоплутонических поясов с золото-серебряным оруденением различного масштаба и интенсивности нередко трудноразличимы по особенностям геологического строения и состава слагающих их вулканоплутонических ассоциаций. Поэтому принятая авторами попытка глубинного геолого-геофизического моделирования Дукатского рудного района (ДРР), заключающего уникальные месторождения серебра, имеет своей задачей совершенствование прогнозно-поисковых критериев крупных и сверхкрупных рудных концентраций в вулканоплутонических поясах.

Дукатский рудный район пространственно совпадает с Балыгычано-Сугойским рифтогенным прогибом, представляющим собой субмеридиональное ответвление Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Наряду с уникальным золото-серебряным месторождением Дукат здесь известен ряд мелких и средних месторождений того же формационного типа. Описание геологического строения района и слагающих его рудных узлов содержится в работах [1, 2, 5, 8, 10 и др.].

Балыгычано-Сугойский (Омсукчанский) рифтогенный прогиб и отвечающий ему Дукатский рудный район (рис. 1) образовались в раннемеловое время вдоль субмеридиональной зоны глубинных разломов. Ширина прогиба закономерно увеличивается с севера на юг от 15—20 до 50—60 км. Структура выполнена ультракалиевыми риолитами аскольдинской

свиты раннего мела и субсинхронными мощными континентальными молассовыми угленосными отложениями омсукчанской свиты, несогласно перекрытыми последовательно сформировавшимися покровами андезитов и риолитов. Широко развиты многофазные полнодифференцированные габбро-диорит-гранодиорит-гранитные массивы быстринского комплекса ранне-позднемелового возраста, лейкократовые граниты омсукчанского комплекса (поздний мел), позднемеловые субвулканические тела и дайки фельзитовых, невадитовых риолитов, риодацитов и палеогеновых базальтов. В меньшей степени развиты тела раннемеловых субвулканических андезитов и риолитов.

Рудный район образован серией сложнопостроенных вулканотектонических депрессий, последовательно, с шагом около 25—30 км, сменяющих друг друга. Депрессии сложены меловыми вулканоплутоническими ассоциациями, в различной степени рудоносными. Промышленная рудоносность установлена в Дукатском и Арылахском рудных узлах. Оба рудных узла пространственно совпадают с осложняющими грабенообразный прогиб раннемеловыми вулканотектоническими депрессиями.

В пределах Арылахского рудного узла (АРУ) расположены Лунное и Арылахское золото-серебряные месторождения. Рудный узел контролируется хорошо выраженной раннемеловой резургентной депрессией, в центре

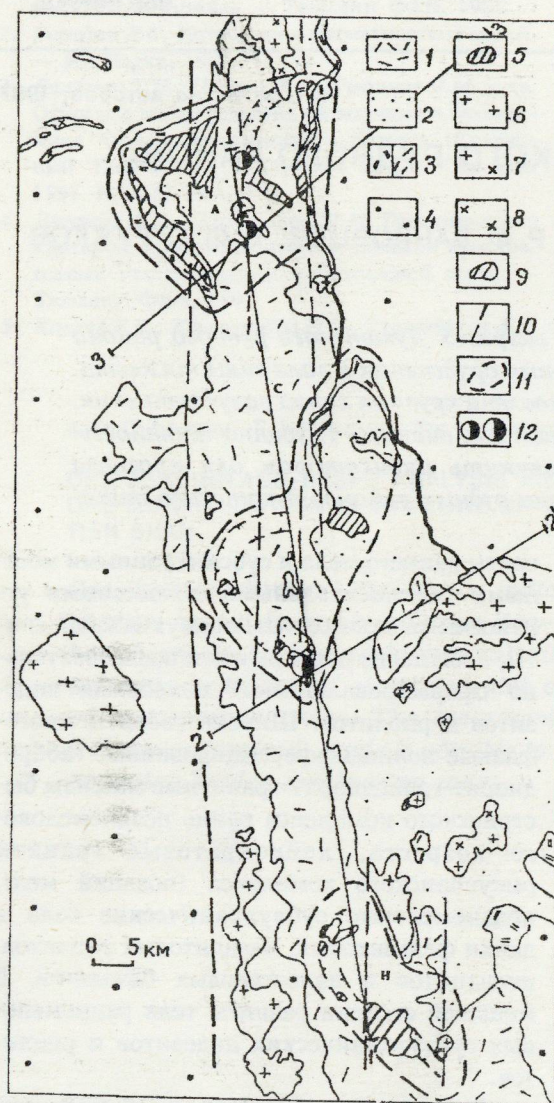


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Дукацкого рудного района (по [8]).

1 — кислые эффузивы наяханской и шороховской свит и средние эффузивы таватумской и каховской свит; 2 — терригенные угленосные отложения омсукчанской свиты; 3 — кислые вулканы аскольдинской свиты: а — выходы на поверхность, б — в контурах предполагаемых скрытых вулканотектонических депрессий; 4 — терригенные отложения верхоянского комплекса; 5 — позднемерловы кислые субвулканические тела; 6 — гранодиориты быстринского комплекса; 7 — граниты; 8 — диориты; 9 — раннемерловы субвулканические тела; 10 — рудоконтролирующие разломы; 11 — рудные узлы (Д — Дукацкий, А — Арылахский, Н — Невский); 12 — рудные поля; С — Сарманская вулканотектоническая депрессия.

которой обнажается одноименный полнотифференцированный гранитоидный массив быстринского комплекса, прорванный омсукчанскими гранит-порфирами. Периферия депрессии сложена раннемерловыми риолитами, игнимбритами и туфами риолитов аскольдинской свиты. В центральной части развита раннемерловая угленосная моласса (омсукчанская свита). В южной части раннемерловая депрессия перекрыта ниже-верхнемерловыми андезитами и их туфами (каховская свита) и верхнемерловыми игнимбритами риолитов шороховской свиты, слагающими Сарманскую вулканотектоническую депрессию (кальдеру). Небольшие тела риолитов и риодацитов являются субвулканическими аналогами шороховской свиты, а диоритовые порфиры, андезиты и риодациты комплекса малых интрузий — аналогами пород каховской свиты.

Границы рудного узла подчеркиваются выходами субвулканических пород, маркирующих дуговые разломы на его флангах. Позиция рудных полей в АРУ определяется пересечением субмеридиональных кулис Омсукчанского разлома, поперечных (субширотных) и дуговых магмо- и рудоконтролирующих разломов. Арылахское и Лунное рудные поля расположены в пределах интрузивно-купольных поднятий. Месторождение Лунное представлено карбонатно-кварцевыми жилами и жильными зонами, включающими золото-сереброселеновую геохимическую ассоциацию, а также адуляр-родонит-кварцевыми жилами с золото-серебро-мышьяковой геохимической ассоциацией, локализованными в трещинах оперения крупного дугового разлома в ранне-позднемерловых андезитах. Последние расположены в пределах экзоконтактов гранодиоритовой части Арылахского массива и его ближайшем обрамлении — терригенных породах омсукчанской свиты. Месторождение Арылах приурочено к центральной части интрузивно-купольного поднятия, сложенного угленосными и вулканогенно-осадочными отложениями омсукчанской и таватумской свит ранне- и ранне-позднемерлового возраста. Рудные тела представлены минерализованными зонами сульфидно-кварцевого и лимонит-сульфидно-кварцевого состава и приурочены к серии сближенных круто- и относительно пологопадающих трещинных зон северо-восточной ориентировки. Большая часть запасов сосредоточена в главной рудной зоне. Руды харак-

теризуются значительным количеством сульфидов, включающих очень мелкие выделения кюстелита, электрума, акантита и сульфосоединений серебра, и предположительно сформировались в один этап.

Дукатский рудный узел (ДРУ) расположен в вулканоплутонической депрессии, заложившейся в раннем мелу и сложенной угленосной моласой омсукчанской свиты и риолитами верхней части аскольдинской свиты. Эти породы перекрыты пологозалегающими покровами андезитов с горизонтами конгломератов, туфов и глинистых сланцев и риолитами. Широко развиты субвулканические тела различной формы, трещинные интрузии и дайки риолитов, афировых и невадитовых риолитов, штоков диоритов. Характерны полукольцевые дайки невадитовых риолитов. Главный структурный элемент рудного узла — область пересечения Омсукчанского субмеридионального и Буюндино-Гижигинского субширотного глубинных разломов и оперяющих их нарушений. Морфология структуры подчеркивается развитием дуговых концентрических разломов. В южной части рудного узла расположено интрузивно-купольное поднятие длительного полициклического развития [5]. В центральной части поднятия обнажаются породы триаса, перекрытые ультракалиевыми риолитами, игнимбритами риолитов с прослоями аргиллитов и туфов риолитов аскольдинской свиты. Эти породы, как и заключенные в них рудные месторождения, пересечены сериями палеогеновых базальтовых даек северо-восточного простирания. Дукатское месторождение локализовано в пределах интрузивно-купольного поднятия и представляет собой серию крутопадающих жил и минерализованных зон субмеридионального (преимущественно кварц-сульфидных), северо-западного (кварц-хлорит-адуляровых), и северо-восточного (кварц-родонитовых) простирания, развитых на площади около 6 км². Рудные тела месторождения сформированы в три этапа, в каждом из которых выделяются допродуктивная, продуктивная и постпродуктивная стадии. Основные минералы-концентраторы золота и серебра — самородное золото, кюстелит, электрум, самородное серебро, акантит и пираргирит.

Глубинное строение узлов изучалось на основании интерпретации гравиметрических данных по методике ГРАВИСКАН [3], включающей две основные операции. Первая —

разделение наблюдаемого поля на разночастотные составляющие — заключается (в профильном варианте) в выборе оптимальных полосовых фильтров с различной разрешающей способностью и их применении для расчетов локальных составляющих. Вторая — определение глубинных уровней этих составляющих — основана на установлении глубинной чувствительности фильтров и применении палеток с использованием известных формул, а также последующей корреляции извлеченных локальных составляющих различных относительных глубинных уровней. Основным объектом анализа является глубинно-плотностная морфоструктура, характеризующая физическое состояние вещества (уплотнение-разуплотнение) в изучаемом объеме недр. Результаты первичной обработки наблюдаемого поля силы тяжести и интерпретации данных приведены на гравипотенциальных, градиентных и физико-геологических разрезах 1:200 000 масштаба и в моделях глубинного строения рудных узлов. Разрезы демонстрируют строение земной коры до глубины 12 км и построены по простиранию и вкрест простирания Балыгычано-Сугойского прогиба с целью подробного изучения его отдельных отрезков, отвечающих Дукатскому и Арылахскому рудным узлам. При построении моделей учтены данные, полученные при интерпретации разрезов масштаба 1:1 000 000, отражающие инфраструктуру коры и верхней части верхней мантии до глубины 60 км.

На мелкомасштабных (1:1 000 000) гравипотенциальных и градиентных разрезах (рис. 2) отмечены области разуплотнения на различных глубинных уровнях (50, 30—20 и 0—12 км) и границы раздела этих уровней. Можно полагать, что глубинным энергетическим уровнем рудно-магматической системы служат астеносферный слой верхней мантии и его диапиры в основании коры. Промежуточный энергетический уровень располагается вблизи границы Конрада (20—30 км) и представлен, вероятно, серпентинит-ультрабазитовым телом (мантийным диапиром) с линзой разуплотнения в центральной части, отвечающей, возможно, очагу магмы базальтового состава. Верхний энергетический уровень расположен в пределах гнейсо-гранитового слоя и представлен гранитоидными интрузиями (вторичными

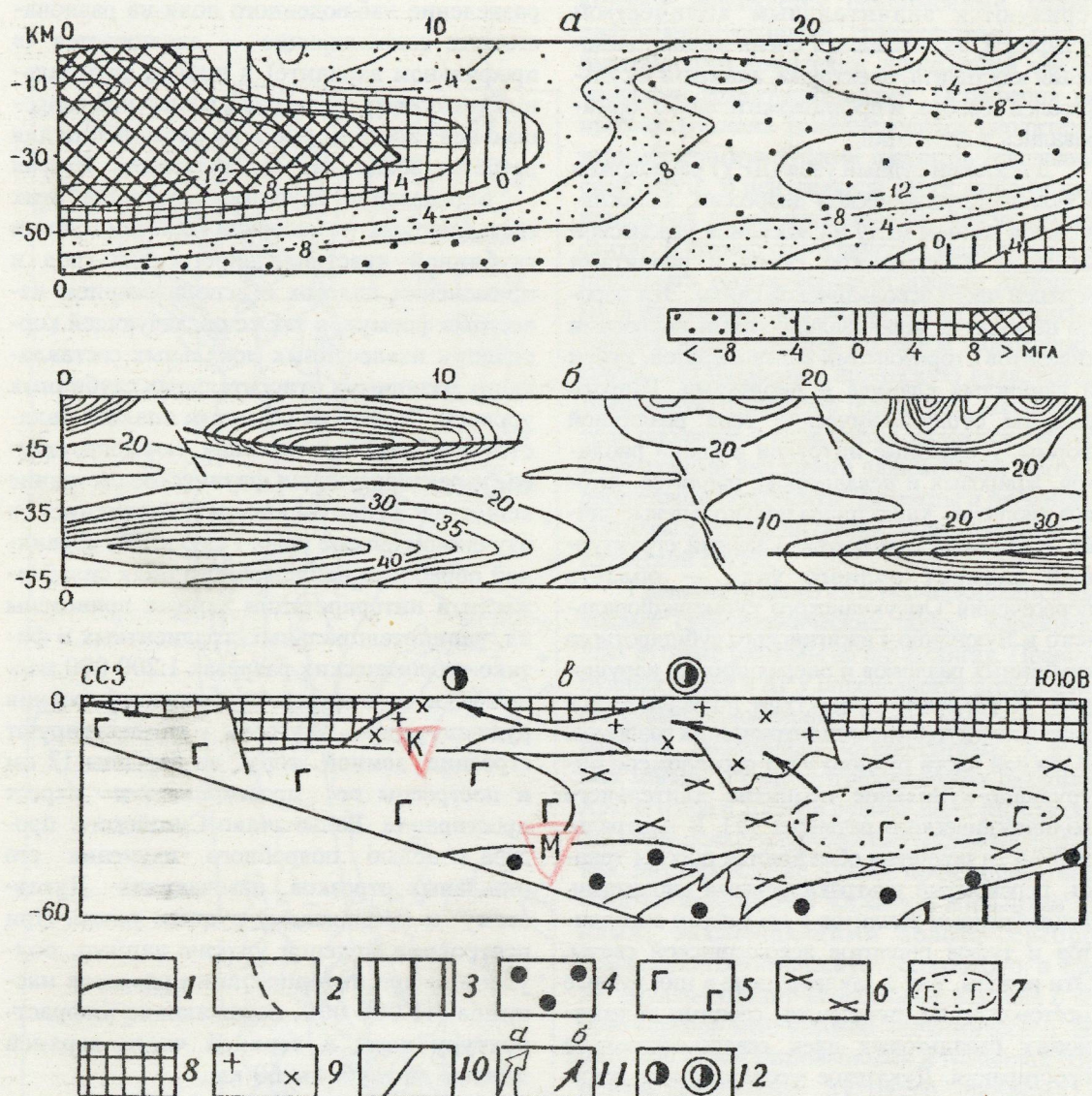


Рис. 2. Модель глубинного строения Дукатского рудного узла: *a* — гравипотенциальный разрез, *b* — градиентный разрез, *v* — физико-геологический разрез.

1 — зоны повышенной изменчивости и их оси; 2 — зоны потери корреляции осей; верхняя мантия: 3 — нормальной плотности (М — граница Мохоровичича), 4 — разуплотненная — мантийный энергетический уровень; инфраструктура коры: 5 — гранулит-базитовый слой (К — граница Конрада), 6 — серпентинит-ультрабазитовый слой, 7 — очаги базальтовой магмы — абиссальный энергетический уровень; 8 — гнейсо-гранитовый слой, 9 — гранитоиды — верхний энергетический уровень; 10 — разрывные нарушения, 11 — направления потоков тепломассопереноса: *a* — глубинных, *b* — поверхностных; 12 — рудные узлы: *a* — Арылахский, *b* — Дукатский.

магматическими очагами). В пределах Дукатского рудного района гранитоидные интрузии внедряются по проницаемой субгоризонтальной границе карбонатно-терригенного рифей-раннепалеозойского фундамента и складчатых пород верхоянского комплекса. В

ходе развития рудно-энергетической системы происходили подъем мантийного вещества и его контаминация веществом коры. Таким образом, представляется, что Дукатский рудный район имеет глубинные «корни» в мантии. Основным источником тепло-

вого потока являлся мантийный диапир, а вещество могло быть частично мобилизовано из коровых источников при взаимодействии мантийного и корового субстратов. Последнее подтверждается данными Rb/Sr изотопного анализа пород вулканических комплексов и жильного материала [9]. Энергетические очаги, расположенные на различных горизонтальных тектонических уровнях, играют значительную роль в периодическом распределении рудных узлов [13].

Гравипотенциальные разрезы масштаба 1:200 000 (рис. 3) отражают инфраструктуру локальных аномалий поля силы тяжести. На поперечном разрезе выделяются две крупные зоны разуплотнения, соединенные маломощной перемычкой. Основное ядро разуплотнения располагается в южной части Балыгычано-Сугойского прогиба; северная зона меньшего размера и с меньшими аномальными значениями Δg может рассматриваться как апофиза южной зоны. Нижняя граница зон ровная, полого погружается с глубины 6 км на севере и с 8 км на юге, до 12 км и более в центральной части разреза, совпадая с корневой частью зоны разуплотнения, к югу от Дукатского рудного узла. Верхняя граница зон разуплотнения осложнена локальными минимумами и максимумами. Рудные узлы расположены в пределах этих зон и смещены к их северной части.

В отличие от Арылахского и Дукатского рудных узлов, слаборудоносная Сарманская вулкано-тектоническая депрессия, расположенная между ними, не фиксируется зоной разуплотнения, а выражена слабоконтрастной областью повышенных значений Δg .

На поперечных разрезах видно, что глубинная структура Дукатского рудного узла в физическом выражении представляет собой сложнопостроенную многоярусную зону разуплотнения с двумя выступами пониженных значений Δg на западном и восточном флангах разреза и с линзой уплотненных пород в восточной части ДРУ. Дукатское месторождение расположено над небольшим изометричным в плане выступом разуплотнения в области смены знака локальных аномалий. Под Арылахским рудным узлом также имеется линза разуплотнения. Она расположена на более высоком структурном уровне, менее контрастна и в значительной степени удалена от корневой части отрицательной аномалии силы тяжести.

Разрезы, показывающие положение градиентов поля силы тяжести (рис. 4), фиксируют изменчивость гравипотенциального поля, наиболее контрастные границы раздела сред с разной избыточной плотностью и интервалы смещения линейных градиентных зон. Эти особенности интерпретируются как границы структурных ярусов и зоны дислокаций в пределах земной коры. Область наибольшей изменчивости гравитационного поля зафиксирована в южной части Балыгычано-Сугойского прогиба, где она интерпретируется как кровля интрузивного массива, в пределах которой, вероятно, происходили интенсивное обрушение и ассимиляция вмещающих пород, а также внедрение большого количества субвулканических тел. Арылахский и Дукатский рудные узлы включают несколько зон относительно невысокой изменчивости гравитационного поля, предположительно фиксирующих границы гранитоидных плутонов и структурных этажей.

На физико-геологических разрезах (рис. 5) отражена интерпретация гравиметрических данных с учетом известного геологического строения района. Интерпретация аномальных геофизических полей и их геологическое истолкование базировались на физических свойствах горных пород, обобщенных в ряде работ [2, 7, 12 и др.]. Предполагается, что области максимального разуплотнения на гипабиссальном уровне отвечают лейкократовым гранитам ом-сукчанского комплекса. Области разуплотнения меньшей интенсивности, расположенные на мезоабиссальном уровне, соответствуют более древним гранодиоритам быстринского комплекса. Области развития пород верхоянского комплекса и меловых вулканитов в поле силы тяжести различаются незначительно и проявлены в виде неконтрастных полей со значениями Δg , близкими к нулевым. Границы между ними проведены на основании геологических данных и градиентных разрезов. Области повышенной плотности с однородным строением, расположенные на мезоабиссальном уровне, отнесены к рифей-раннепалеозойскому фундаменту, на котором происходило заложение верхоянской геосинклинали. Относительно плотные линзы на гипабиссальном уровне соответствуют скрытым телам среднего-основного состава.

На разрезах видно, что гранодиориты поздних стадий развития Балыгычано-Сугойского прогиба образуют крупный асим-

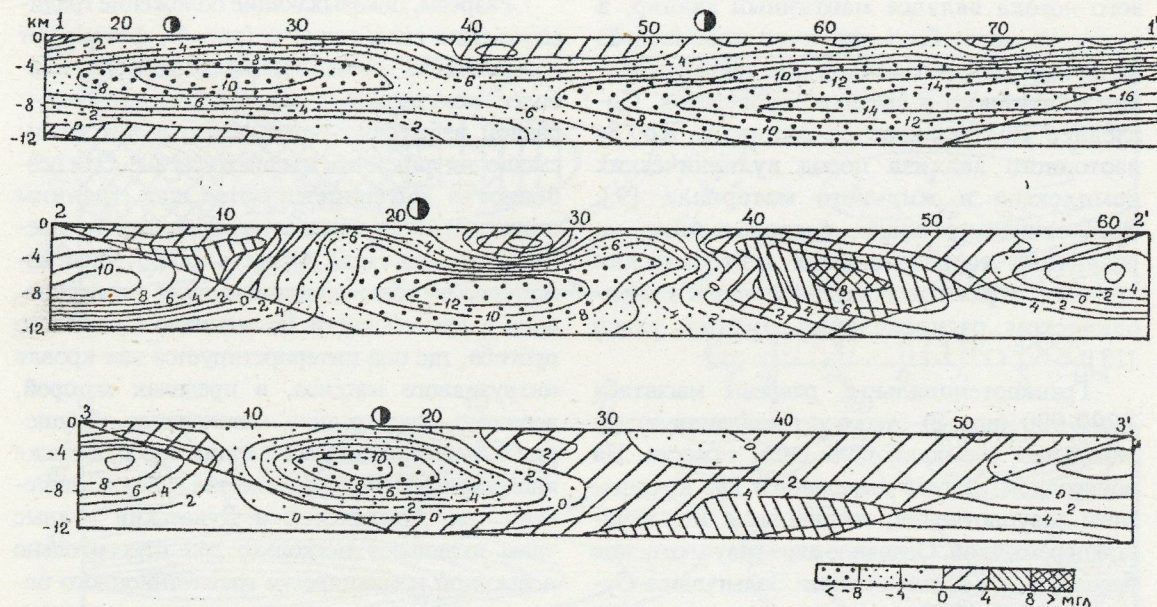


Рис. 3. Гравипотенциальные разрезы.

Усл. обозн. см. рис. 2.

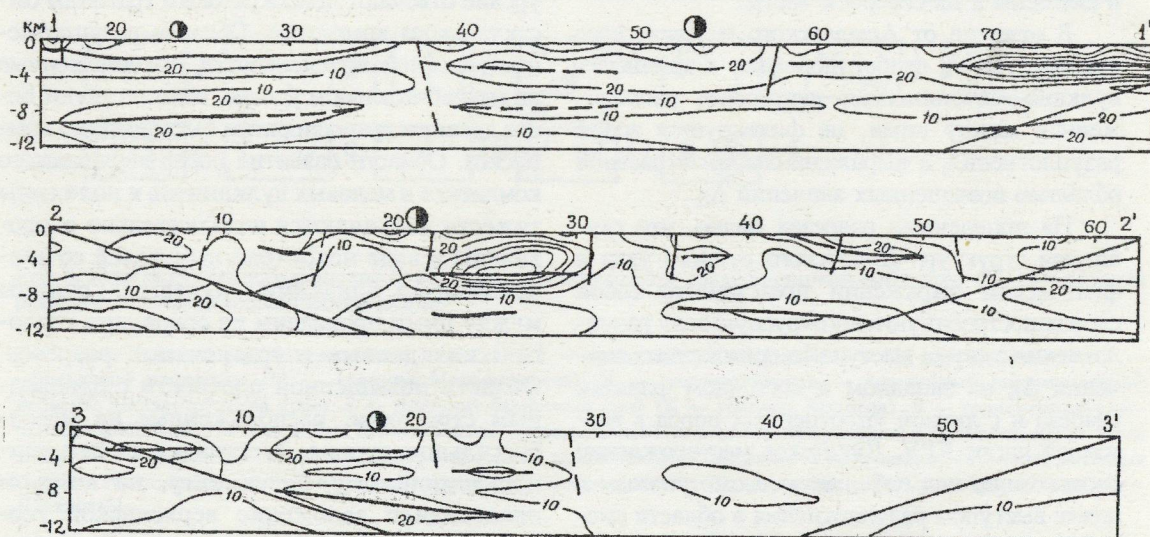


Рис. 4. Градиентные разрезы.

Усл. обозн. см. рис. 2.

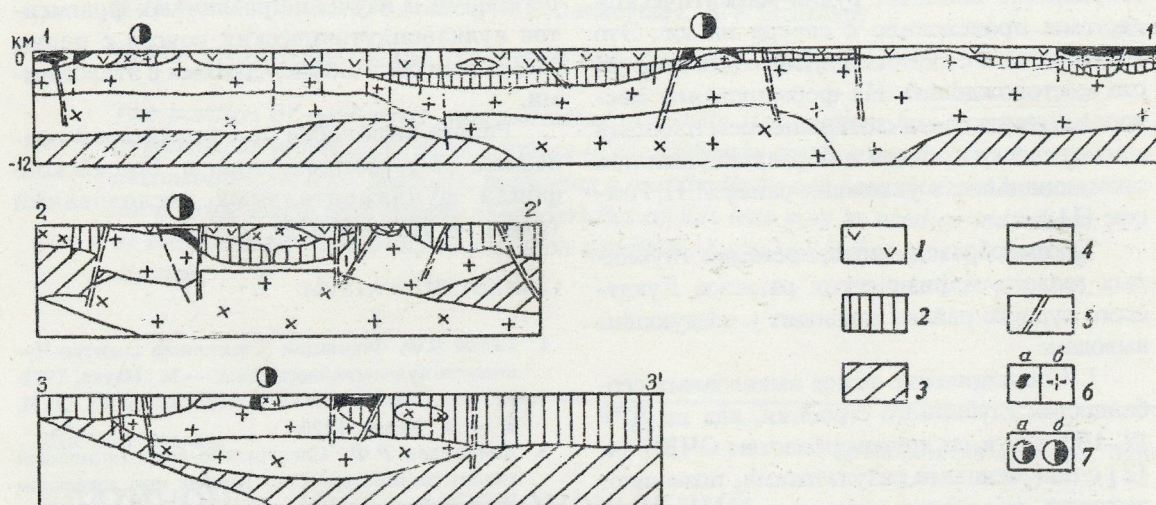


Рис. 5. Физико-геологические разрезы.

Литокомплексы верхней коры: 1 — верхний структурный этаж — терригенно-вулканогенные отложения верхнего и нижнего мела; 2 — средний структурный этаж — миогеосинклинальные терригенные отложения перми, триаса и юры (верхоянский комплекс); 3 — нижний структурный этаж — вулканогенно-терригенные эвгеосинклинальные(?) отложения рифей-раннепалеозойского возраста; границы раздела: 4 — структурных ярусов, 5 — тектонических блоков; 6 — верхнемеловые субвулканические тела: а — риолиты, б — гранит-порфиры; 7 — месторождения: а — Лунное, б — Дукат; остальные усл. обозн. см. рис. 1.

метричный силлообразный массив, основная масса которого сосредоточена в южной части прогиба. Внедрение массива происходило по границе между породами рифей-палеозойского фундамента и верхоянского комплекса, характеризующимися различной компетентностью. На гипабиссальном уровне такие массивы сменялись штоками неправильной формы [11]. Штоки, возможно, фиксировали каналы верхнемелового вулканизма. Реликты именно таких штоков выделены на глубоких уровнях Арылахского и Дукатского рудных узлов. Высокая степень ассимиляции штоков поздними лейкогранитами подтверждается наличием под Дукатским интрузивно-купольным поднятием как лейкогранитов, так и гранодиоритов в близрасположенных скважинах на глубинах 1200—1400 м. Более поздние лейкограниты в целом наследуют форму гранодиоритового массива. В поперечных разрезах форма массива линзообразная. Рудные узлы, содержащие промышленное золото-серебряное оруденение, приурочены к местам уменьшения мощности массивов и перегибов их кровли. Меньший по масштабам оруденения Арылахский рудный узел расположен над апо-

физой массива, соединенной с его основной массой относительно узким каналом. Дукатский рудный узел занимает положение над северным флангом массива и его корневой частью. При сравнении поперечных разрезов видно, что в структуре Арылахского рудного узла поздние лейкограниты образуют массив, конформный гранодиоритам, тогда как структура Дукатского отличается развитием двух выступов на флангах гранодиоритового массива, соединенных тонкой перемычкой в его центральной части. В АРУ выступы на периферии массивов представлены телами субвулканических риолитов. Такая морфология поздних массивов может быть объяснена формированием крупного купольного поднятия, связанного с внедрением гранодиоритов под ДРУ, и меньшей проявленностью такого купола под АРУ. При этом на флангах плутогенного поднятия в условиях интенсивного растяжения сосредоточились проявления субвулканического магматизма и основные массы позднемеловых лейкогранитов [6].

Поскольку размеры гранитоидных массивов в пределах АРУ и ДРУ сильно различаются, можно предположить, что остывание и

сокращение площади рудно-магматической системы происходило с севера на юг. Это согласуется и с данными абсолютного возраста месторождений. На формирование месторождений в связи с сокращением площади магматических очагов и образующуюся при этом зональность указывал ранее И.Н.Томсон [11].

Таким образом, интерпретация глубинных геолого-геофизических разрезов Дукатского рудного района приводит к следующим выводам:

1. Сопоставление ранее выявленных особенностей глубинного строения, как по ДРР [7, 10], так и по другим областям ОЧВП [4, 12] с полученными результатами, позволяют выделить ряд общих критериев локализации золото-серебряного оруденения в поле силы тяжести. К ним относятся: региональная отрицательная аномалия гравитационного поля, отвечающая крупным силлообразным гранитоидным плутонам; расположение рудных узлов в краевых частях минимумов поля силы тяжести и на участках смены знаков гравитационных аномалий, т.е. на перегибах и погружении кровли плутонов; расстояние до кровли силлообразного плутона (до отрицательной аномалии) составляет 1—2 км.

2. Дукатский рудный район расположен над мантийным диапиром, служившим источником энергии и вещества при формировании рудно-магматической системы.

3. Особенность глубинного строения рудного района и рудных узлов состоит в многоярусности линз разуплотнения земной коры, расположенных под ними. Линзы разуплотнения приурочены к горизонтальным тектоническим и стратиграфическим границам.

4. Положение крупного месторождения (Дукат) отличается от средних (Лунное, Арылах) масштабами линз разуплотнения под ними и близостью крупного месторождения к корневой части этих линз.

5. Слабооруденелые вулканотектонические депрессии (типа Сарманской кальдеры) не имеют на глубине линз разуплотнения.

6. Асимметрия силлообразного интрузива могла обусловить более интенсивное развитие одной из ветвей гидротермальной системы и повысить вероятность образования крупного месторождения.

7. Представляется перспективным сопоставление полученных данных с другими

регионами и изучение различных фрагментов вулканоплутонических поясов с целью выявления обстановок, сходных с эталонными.

Работа выполнена при финансовой поддержке «Севостгеолкома» и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 96-05-66022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1978.
2. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Ч. 2. — М.: Недра, 1970.
3. Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 114—120.
4. Дубов В.А. Анализ гравиметрических данных при прогнозировании золото-серебряного оруденения / Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. — Магадан, 1980. Вып. 25. С. 221—223.
5. Золото-серебряное месторождение Дукат (Россия) / М.М.Константинов, А.И.Калинин, В.Е.Наталенко и др. // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37. № 4. С. 317—334.
6. Константинов М.М. Провинции благородных металлов. — М.: Недра, 1991.
7. Лебедева Е.А. Глубинная структура рудного района и условия размещения золото-серебряного оруденения. Геофизические исследования при прогнозе и поисках месторождений золота // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 210. С. 36—42.
8. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Под ред. М.М.Константинова, И.С.Розенблома и М.З.Зиннатулина. — Л.: Недра, 1992.
9. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка ОЧВП / С.Ф.Стружков, М.М.Константинов, В.В.Аристов и др. // Кольма. 1994. № 9—10. С. 2—16.
10. Прогнозно-поисковый комплекс на золото-серебряное оруденение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса / Методические рекомендации. Авторы: М.М.Константинов, Ю.С.Бочарников, С.Ф.Стружков и др. — Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988.
11. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. — М.: Недра, 1988.
12. Фадеев А.П., Ичетовкин Н.В. Роль гранитоидов в формировании золото-серебряного оруденения / Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. — Магадан, 1980. Вып. 25. С. 92—99.
13. Konstantinov M.M., Strujkov S.F. Space regularities and structural control in the gold-silver epithermal ore-forming systems (multi-level prognostic models, Northeast Russia) / Proceedings of the International Conference on Arctic Margins (Magadan, Russia, September 1994). P. 240—246.

M. M. Konstantinov, V. V. Aristov, R. F. Dankovtsev, S. F. Struzhkov

DEPTH STRUCTURE OF THE DUKATSKY ORE-BEARING DISTRICT

The position of gold-silver mineralization in gravity field pattern has been plotted in geological-geophysical depth sections of the Dukatsky ore-bearing district. A large deconsolidation lens, probably, indicating a mantle diapir has been detected beneath the district. Depth and density characteristics of this lens may be used as indicators of prognosis for favourable localization conditions (sites) of Dukat-type ore-bearing districts.

УДК 553.411.491

© Коллектив авторов, 1997

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРИ

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ, В. Г. ВОРОШИЛОВ, А. Я. ПШЕНИЧКИН,
Ю. А. ЗЫКОВ, Н. А. КОЛПАКОВА (Томский политехнический университет)

Приведены данные о платиноносности Тарданского и Синюхинского скарно-во-золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Показано распределение золота, платины, палладия в магнезиальных и известковых скарнах, послескарновых метасоматитах и сульфидных ассоциациях. Установлено резкое обогащение этими металлами послескарновых метасоматитов. Выявлено промышленное содержание платины и палладия в гравии, флото- и золотосодержащих концентратах, а также в хвостах обогащения скарновых руд. Изученные месторождения предлагается относить к комплексным золото-платиноидно-скарновым объектам.

Платиноносность месторождений золото-скарновой формации отмечалась в публикациях Т.С.Тимофеевой для регионов Средней Азии [13, 14]. Например, в золото-скарновом месторождении Куру-Тегерек в Киргизии были установлены ассоциации высокотемпературных минералов (сперрилит, куперит, поликсен, нитглиит) с троилитом и моухукитом, среднетемпературных минералов (порпекит, купроплатина, потарит, палладит) и самородных металлов (платина, палладий, золото, никель самородный). Руды сложены халькопиритом, пирротином, магнетитом, пиритом, арсенопиритом, хлоантитом, леллингитом, молибденитом, халькостибитом, нагиагитом, киноварью, тетрадимитом, тиманнитом. Платиновые и палладиевые минералы приурочены в основном к халькопириту. Высокотемпературный комплекс минералов Pt и Pd чаще отлагается по трещинкам в пироксенах и гра-

натах. Кристаллики сперрилита и куперита цементируются халькопиритом, пирротином. Минералы Pt и Pd второго, низкотемпературного, комплекса отлагались позже халькопирита и пирротина, а поздний перетотложенный комплекс самородных платины и палладия ассоциирует с золотом и медью в лепидокроките и гетите. В первичных рудах и образованиях зоны окисления установлены также порпекит (Au, Pd), потарит (PdHg) и аллопалладий.

В.В.Рябовым в 1993 г. [12] были обнаружены платиноносные скарны, приуроченные к фронтальной части Талнахской трапповой интрузии. Здесь эндоскарны сложены гранатом (50—80 %), шпинелидами (5—10 %), сульфидами (5—10 %), графитом (1—5 %) с примесями кальцита, ангидрита, гипса, хлорита и содержат 1,8 г/т Pt, 3,3 г/т Pd и 1,3 г/т Rh. Концентрация платиновых металлов

в эндоскарнах в 3—4 раза выше, чем во вмещающих их габбро-долеритах.

Авторами установлены промышленно важные концентрации Pt и Pd в Тарданском и Синюхинском золото-скарновых месторождениях Тувы и Горного Алтая. Геолого-геохимические исследования платиноносности скарнов велись на основе новых инверсионно-вольтамперометрических методов анализа проб на ЭПГ, разработанных в Томском политехническом университете Н.А.Колпаковой [3—6, 11]. Полученные геолого-геохимические данные и приводятся в данной статье.

Тарданское золото-скарновое месторождение находится в Восточной Туве и в геотектоническом отношении приурочено к сочленению Тувинского устойчивого срединного массива с зоной Каахемского глубинного разлома [1]. Общая геотектоническая позиция данного региона определяется его принадлежностью к области развития салаирских складчатых структур с интенсивным проявлением габбро-плагиигранитного магматизма. Геологические особенности золоторудного поля обусловлены его приуроченностью к стыку срединного жесткого блока с Каахемской структурно-фациальной зоной. Широко развитые здесь гранитоиды относятся к нижнепалеозойскому таннуольскому комплексу-Є₃. Золоторудная минерализация представлена золото-скарновыми, кварцево-жильными и кварцево-штокверковыми телами [7, 8, 15]. Основные структурные элементы, к которым приурочено золото-скарновое месторождение — это две сближенные субпараллельные разрывные зоны близмеридионального простирания (аз. 10—15°) (рис. 1).

Копто-Байсютский интрузив в пределах рудного поля представлен плагиигранитами, гранодиоритами в центральной части и габбро, габбро-диоритами, диоритами, тоналитами в краевых частях массива (см. рис. 1). Интрузивные породы по сравнению с кларковыми значениями для одноименных пород обогащены Cu, Bi, As, Sb, Ag, Ba, Ga на один-два порядка, а Au в 1,2—1,7 раза.

В приконтактных зонах интрузива развиты золотоносные магнезиальные и известковые скарны, которые возникали на месте карбонатных и реже алюмосиликатных пород (см. рис. 1).

Рудовмещающие карбонатные и эффузивные породы месторождения характеризуются фоновыми содержаниями золота 3,6 и 4,7 мг/т, а гранитоиды Копско-Байсютского интрузива несут 3,8—7 мг/т Au (табл. 1).

В минералах магнезиальных скарнов, сформированных в процессе магматического замещения доломитов, установлено 1,3—115-кратное возрастание содержаний золота. Основные минералы-носители данного металла — фassaит и форстерит (7÷10,7 мг/т Au), а концентраторы — шпинель и магнетит (см. табл. 1).

Известковые скарны, возникавшие в постмагматический этап контактового метасоматоза, характеризуются более низкими содержаниями золота в породообразующих минералах по сравнению с магнезиальными: 3,7—5,7 мг/т (см. табл. 1). Двукратное повышенное содержание металла выявлено лишь в скаполитах из диопсид-скаполитовых пород эндоконтактов интрузива.

Послескарновое гидротермальное преобразование привело к замещению скарновых минералов кальцитом, кварцем, доломитом, магнезитом, хлоритом, серпентином, тальком, пиритом. Возникли линейные, линзовидные тела в оруденелых скарнах, по составу напоминающие листвениты. По гранитоидам образовались зоны березитизации.

В минералах послескарновых метасоматитов установлено более существенное, чем в скарнах, накопление золота: в магнетитах до 344 мг/т, в эпидотах и калишпатах 19,6 и 13,7 мг/т.

Самые высокие содержания металла характерны для лиственитизированных скарнов, окварцованных магнетитовых линз, березитизированных плагиигранитов: 300—5050 мг/т. При этом максимальное накопление золота выявлено в халькопиритах (9151 мг/т), а в пиритах всего 278 мг/т (см. табл. 1).

Результаты опробования контактовых метасоматитов на Pt и Pd приведены в табл. 2. Полученные геохимические данные показали, что магнезиально-известковые скарны, не несущие магнетит-сульфидной минерализации, характеризуются фоновым содержанием этих элементов. В отдельных образцах лиственитизированных магнезиальных и известковых скарнов с незначительным количеством пирита (до 5—8 %)

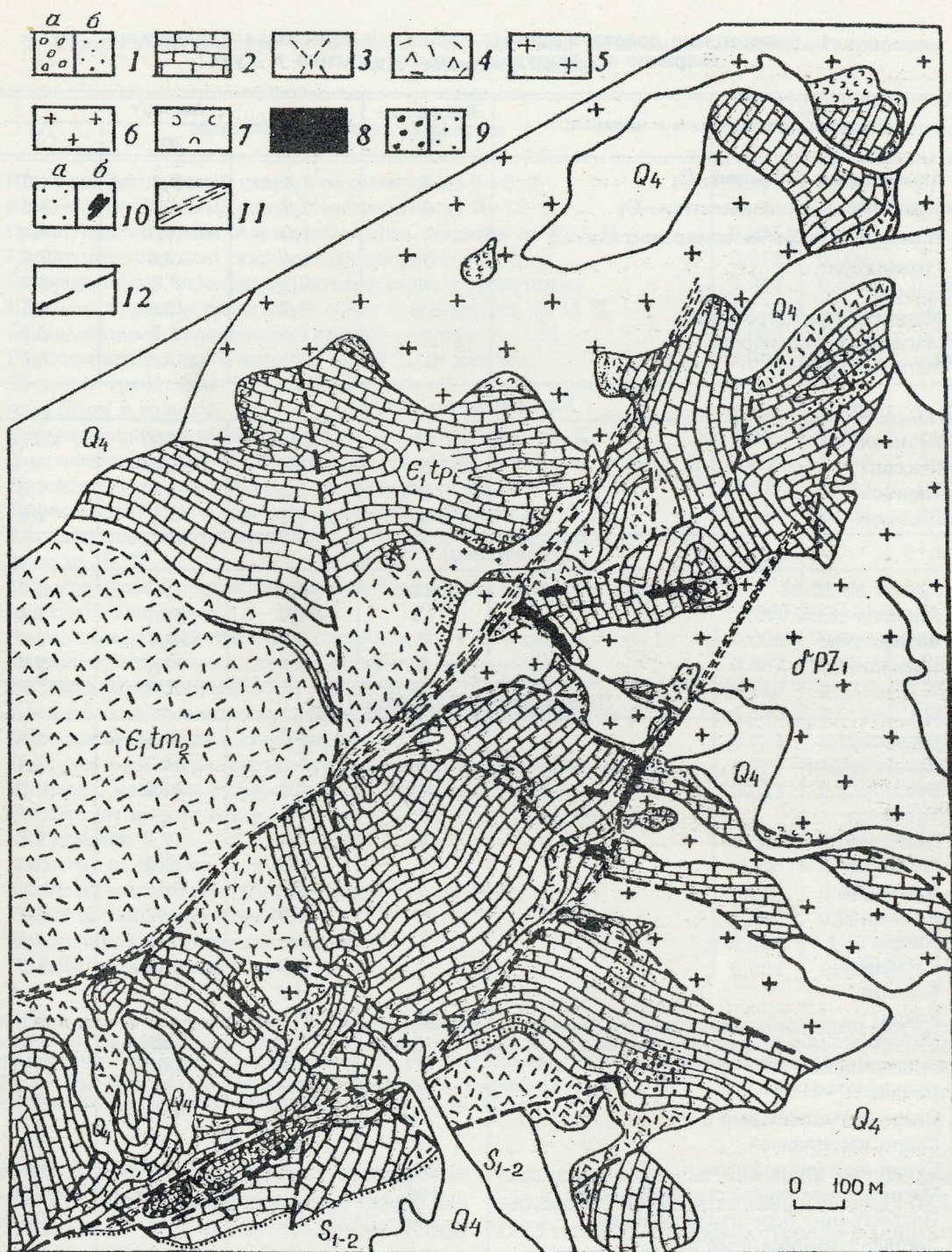


Рис. 1. Геологическое строение Тарданского скарново-золоторудного поля (по К.М.Кильчицакову и др.).

1 — силурийские отложения: а — конгломераты, гравелиты, б — песчаники; нижнекембрийские отложения: 2 — мраморизованные известняки, доломиты, 3 — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры тапсинской свиты, 4 — кварцевые порфиристы, туфы туматтайгинской свиты, 5 — диориты, гранодиориты, плагиограниты таннуольского комплекса (Копто-Байсютского массива); 6 — гранит-порфиры; 7 — скарны магнезиально-известковые; 8 — скарны лиственитизированные продуктивные на Au и Pt, Pd; 9 — преобразованные породы: а — окварцованные, б — ороговикованные; 10 — железорудные тела: а — гематитовые, б — магнетитовые; 11 — зоны дробления и смятия; 12 — дизъюнктивы.

1. Содержания золота в горных породах и минералах Тарданского
скарново-золоторудного месторождения в Туве

Название горной породы и минерала	Количество проб	Au, мг/т		
		от	до	\bar{X}
Андезитовый порфирит, ϵ_1	8	1,4	9,5	4,7
Мраморизованный известняк, ϵ_1	5	2,7	4,9	3,6
Плагиигранит Байсютского массива, ϵ_3	7	1,0	10,7	4,1
Гранодиорит	7	1,4	12,0	7,0
Диорит	4	0,9	8,0	3,8
Магнетит плагиигранита	12	0,7	13,2	6,1
Магнетит гранодиорита	6	1,4	6,1	3,6
Магнетит диорита	31	2,1	14,6	4,6
Магнезиальные скарны				
Шпинель	9	24,2	1000	435,0
Фассаит	5	1,0	266,4	10,7
Паргасит	5	1,2	8,4	7,0
Мелилит	2	1,3	4,3	2,6
Известковые скарны				
Гранат № 20-94	22	0,4	19,7	5,7
Диопсид-салит	18	1,0	14,9	5,6
Волластонит	4	2,7	4,4	3,7
Скаполит	2	1,8	17,8	9,8
Послескарновые метасоматиты				
Флогопит	2	5,3	6,3	5,8
Ксантофиллит	5	1,0	19,1	8,4
Эпидот	10	0,4	51,2	19,6
Тремолит	1	—	—	3,6
Актинолит	4	4,4	12,9	7,3
Магнетит	9	183	518	344
Калишпат	6	2,7	20,3	13,7
Альбит	14	1,0	142	73
Хлорит	1	—	—	7,8
Сerpентин	4	2,9	13,8	6,5
Кальцит	5	3,4	76,9	19,4
Кварц	11	11,3	45	27,1
Пирит	18	202	5000	278
Халькопирит	5	374	30000	9151
Цеолит	2	1,7	2,1	1,9
Скарн магнезиальный	12	0,6	19,6	5,6
Скарн известковый	10	1,0	19,7	5,1
Скарн лиственитизированный	1000	1,0	31000	2510
Магнетитовые линзы окварцованные	105	11	16100	5050
Плагиигранит березитизированный	150	1,0	1000	300,0
Лиственитизированный и сульфидизированный скарн	148	1,0	38000	1200

П р и м е ч а н и е . В табл. 1 и 3 содержания золота в пробах приведены по данным полярографического определения, выполненного Г.А.Новиковой в лаборатории Геолого-аналитического центра «Золото-платина» Томского политехнического университета. Чувствительность анализа $1 \cdot 10^{-9}$ мас. %, воспроизводимость анализов 90 % при навеске исходной пробы 1—5 г.

2. Содержания платины и палладия в контактовых метасоматитах золото-скарнового месторождения Тардан

Название горной породы, минерала	г/т		Pt/Pd
	Pt	Pd	
Шпинель-фассаитовый скарн с магнетитом до 3—5 %	0,007	0,015	0,5
Шпинель-фассаитовый скарн с магнетитом до 7—10 %	0,64	0,010	64,0
Гранат-пироксеновый скарн с кальцитом, пиритом до 7—8 %	0,006	0,006	1,0
Гранат-пироксеновый скарн с пиритом до 10—15 %	0,013	0,004	3,2
Окварцованный пироксен-гранатовый скарн с сульфидами	0,010	0,042	0,24
Шпинель-пироксен-гранатовый скарн с сульфидами до 15 %	3,720	0,007	531
Окварцованный пироксеновый скарн с пиритом 5—7 %	0,005	0,004	1,2
Пироксеновый скарн с пиритом (3—5 %) и золотом	2,000	0,005	400
Пироксен-гранатовый лиственитизированный скарн с халькопиритом, малахитом и золотом	7,940	0,250	31,8
Окварцованный пироксеновый скарн с пиритом до 7—8 %	0,006	0,005	1,2
Лиственитизированный скарн с халькопиритом, галенитом до 5—7 %	0,008	0,100	0,1
Пироксен-гранатовый скарн с халькопиритом до 3—4 %	0,577	0,085	6,8
Пироксеновый скарн с пиритом, халькопиритом до 8—10 %	33,000	0,035	943
Фассаит-шпинель-гранатовый скарн лиственитизированный с сульфидами до 10 %	13,700		
Пироксен-гранат-паргасит-серпентиновая порода с пиритом, халькопиритом, галенитом до 8—10 %	11,000		
Кальцит-кварцевый прожилок с пиритом 3—5 % в скарнах	0,008	0,098	0,1
Кварцевый прожилок в скарнах с пиритом, ковеллином	0,007	0,0092	0,8
Лиственитизированный скарн с галенитом до 3 %	0,860	0,033	26
Лиственитизированный пироксеновый скарн с сульфидами до 5 %	0,700	0,018	39
Пироксеновый скарн с сульфидами до 5 %	0,150	0,025	6,0
Пироксеновый скарн лиственитизированный с сульфидами до 7 %	0,710	0,017	41,8
Шпинель, магнетит с примесями пирита, халькопирита	0,083	0,530	
Концентрат пирита и халькопирита (95 %) из лиственитизированных скарнов	1,50	0,200	
Магнетит из рудного тела № 3	2,40	0,042	
Магнетит мелкозернистый из рудного тела № 7—8	0,010	0,003	
Пирит из скарновой зоны № 7	0,046	0,002	
Халькопирит из скарновой зоны № 7	0,007	5,00	
Галенит из скарновой зоны № 7	0,004	0,510	

П р и м е ч а н и е . В табл. 2 и 4 приведены данные инверсионно-вольтамперометрического определения Pt, Pd, Os в штучных геохимических пробах и в продуктах обогащения золото-сульфидных вкрапленных руд в скарнах. Аналитики О.В.Каминская (Pt, Pd), Е.В.Яговкина (Pt), З.С.Михайлова (Pd), Н.А.Колпакова (Pt, Pd, Os). Чувствительность анализа на элементы платиновой группы $1 \cdot 10^{-8}$ мас. %, воспроизводимость анализов 90 % при навеске исходной пробы 5 г [3—6, 11].

также зафиксировано фоновое содержание Pt и Pd. Шпинель-фассаитовый скарн, содержащий до 10 % магнетита, незначительно обогащен платиной по сравнению с обычными магнезиальными скарнами. В то же время лиственитизированные скарны с пиритом, халькопиритом, борнитом, галенитом и теллуридами отличаются промышленно значимыми содержаниями Pt и Pd.

Максимальные содержания Pt имеют преобразованные магнезиальные и известковые скарны: $0,577 \pm 33$ г/т Pt, а повышен-

ные концентрации палладия установлены лишь в сульфидизированных скарнах ($0,1—0,25$ г/т Pd), преимущественно в халькопирите ($0,53—5$ г/т).

На рис. 2 приведены графики распределения Au, Pt и Pd в магматитах и сопровождающих их контактовых метасоматитах Тарданского месторождения. Как видно из графиков, промышленно важные концентрации Au, Pt, Pd выявлены в лиственитизированных скарнах, обогащенных сульфидной минерализацией. Напротив, фоновые и

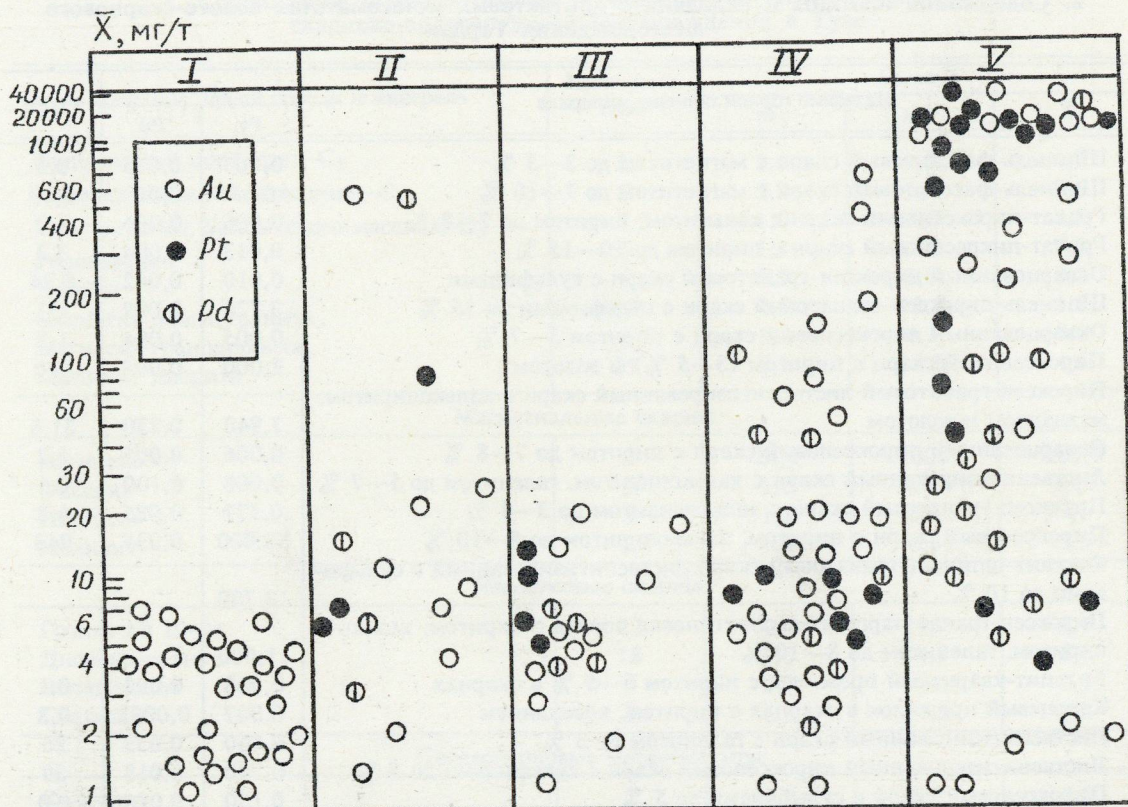


Рис. 2. Распределение содержаний золота, платины и палладия в горных породах и минералах контактовых метасоматитов Тарданского скарнового поля.

I — гранитоиды Байсютского массива; II — магнезиальные скарны (фассаит, форстерит, шпинель, паргасит); III — известковые скарны (диопсид-салит, гранат, волластонит, скаполит); IV — послескарновые метасоматиты (ксантофиллит, геленит, серпентин, мелилит, актинолит, тремолит, магнетит, гематит, хлорит, цеолиты); V — руды вкрапленные карбонат-кварц-пирит-халькопирит-борнитового состава.

незначительно повышенные содержания Pt и Pd фиксируются в магнезиальных, известковых скарнах, послескарновых метасоматитах, не содержащих вкрапленной медно-сульфидной минерализации.

Синюхинское золото-скарновое месторождение приурочено к стыку разновозрастных орогенных структур Горного Алтая: Катунского антиклинория салаирского заложения и Уймено-Лебедского синклинория герцинского возраста. В рудном поле обнаружены вулканогенно-осадочные образования усть-сеимской (верхнеыныргинской) свиты среднего кембрия (рис. 3). Вулканиды представлены андезито-базальтами, лабрадорвыми порфиритами, туфами с прослоями мраморизованных известняков. В восточной части рудного поля закартирована ри-

фовая постройка размером 1,5×0,8 км и мощностью до 500 м (см. рис. 3). Вулканогенно-карбонатная толща на месторождении прорвана гранитоидами трех комплексов: плагиогранитами салаирского цикла тектогенеза (Є₃—О), развитыми в юго-восточной части рудного поля; гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранитами ордовик-силурийского возраста, окаймляющими рудное поле с севера и юга; субщелочными гранитами D₂, слагающими в северо-восточной части рудного поля массив горы Цыган [2, 9, 10, 16].

Кроме того, в рудном поле широко развиты дайки двух серий: ранние — диабазы, аплиты, пегматиты, спессартиты и поздние — кварцевые диорит-порфиры и фельзиты. Ранние рассекают скарновые зоны и

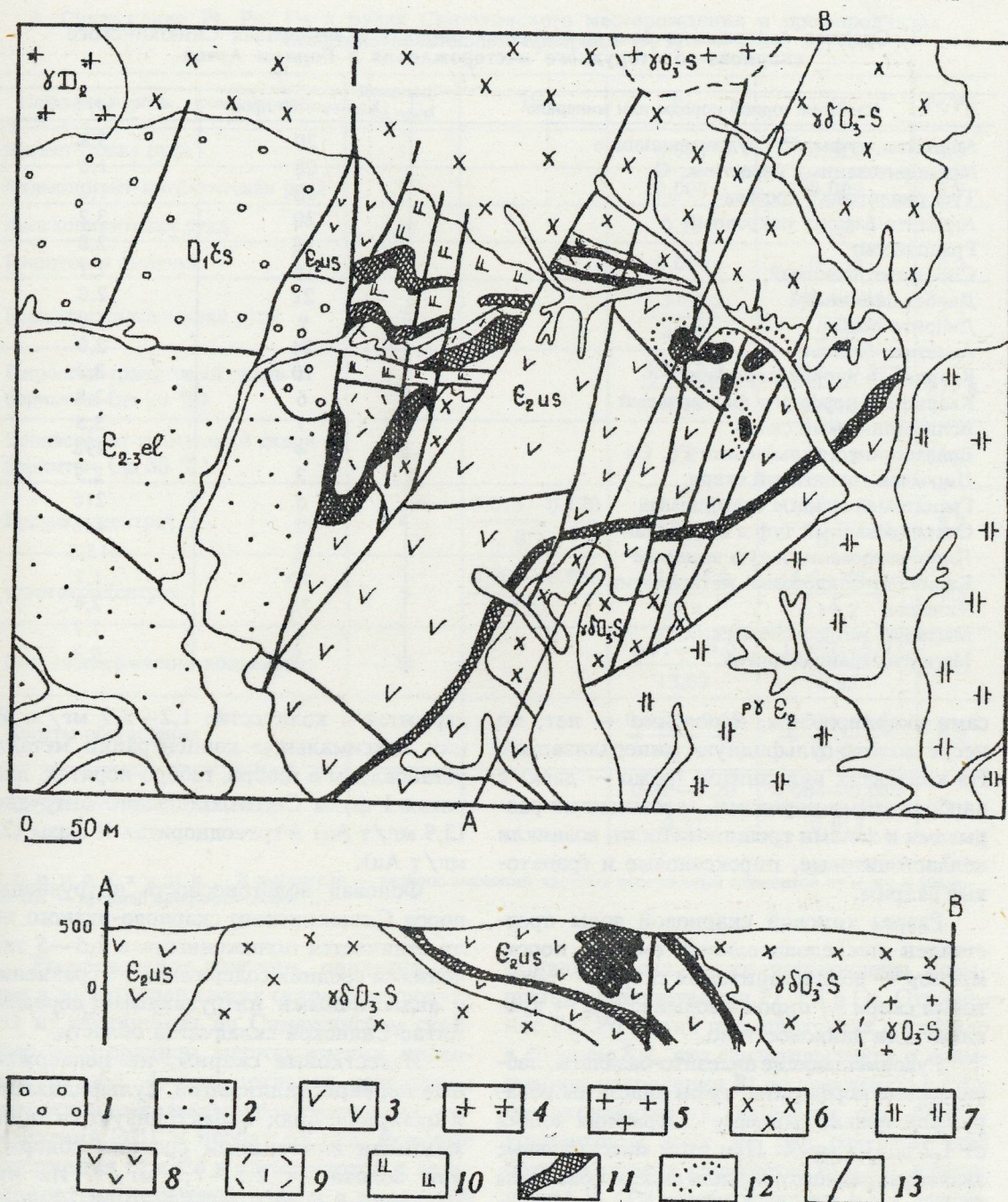


Рис. 3. Геологическое строение Синоухинского скарново-золоторудного поля (по В.В.Данилову, А.И.Гусеву, с добавлениями авторов).

1 — современные аллювиальные сложения; 2 — алевролиты, песчаники, конгломераты, линзы известняков чайской свиты нижнего ордовика; 3 — алевролиты, песчаники, гравелиты еландинской свиты среднего-верхнего кембрия; 4 — лавы и туфы андезитов, базальтов, риодацитов, пласты известняков усть-семиной свиты среднего кембрия; 5 — субщелочные граниты среднедевонского комплекса; 6 — биотитовые граниты, лейкограниты позднеордовикско-силурийского комплекса; 7 — гранодиориты, диориты позднеордовикско-силурийского комплекса; 8 — плагииграниты среднекембрийского комплекса; 9 — андезиты и их туфы; 10 — туфы риолитов; 11 — лабродоровые порфириды; 12 — скарнированные известняки; 13 — контур рифовой постройки (биогермный массив); 14 — разрывные нарушения.

3. Среднее содержание золота в горных породах и минералах Синюхинского скарново-золоторудного месторождения в Горном Алтае

Название горной породы или минерала	Количество проб	мг/т
Андезиты, туфы, -Е, рудовмещающие	20	3,3
Мраморизованный известняк, -Е	28	1,6
Туф риолитового состава	13	1,2
Андезито-базальт покровный	20	3,2
Гранодиорит	18	2,8
Спесартит дайковый	16	2,1
Диабаз дайковый	22	2,0
Диорито-диабаз	9	1,9
Андезито-базальт	24	2,0
Кварцевый диорит-порфирит	10	3,3
Кварцевый порфирит фельзитовый	6	2,8
Волластонитовый скарн	7	3,5
Волластонит с сульфидами Fe, Cu	4	298
Пироксен-гранатовый скарн	3	2,5
Гранатовый скарн с сульфидами	5	216
Скарнированный туф с сульфидами	2	466
Пиритизированный туф андезита	2	15,5
Калишпат-эпидотовый метасоматит	10	1,7
Эпидозит	11	2,4
Магнетит метасоматический	5	7,7
Магнетит гранодиоритов	5	6,3

сами скарнированы, а поздние — нет, но несут золото-сульфидную минерализацию. На контактах вулканитов (реже — даек) с карбонатными породами, осложненных разрывами и зонами трещиноватости, возникли волластонитовые, пироксеновые и гранатовые скарны.

Разрез типовой скарновой зоны представлен последовательной сменой пород: мрамор — волластонитовый скарн — гранатовый скарн — пироксеновый скарн — вулканит или дайковое тело.

Рудовмещающие андезито-базальты, лабродоровые порфириды, туфы андезитов обнаружили низкие фоновые содержания золота от 1,2 до 3,3 мг/т. При этом максимальные значения среднего показали андезит-базальты (3,2 мг/т Au) и их туфы (3,3 мг/т Au), а минимальные — светлые туфы и лабродоровые порфириды (1,2 и 1,3 мг/т Au) (табл. 3). В мраморизованных известняках установлено 1,3 мг/т Au и лишь приконтактные мраморы местами несут 5,3 мг/т этого металла. Это свидетельствует о выносе золота в период контактового метаморфизма из магматического очага (см. табл. 3).

В гранитоидах, по нашим определениям и данным Ю.Г.Щербакова [16], золото со-

держится в количестве 1,2—3,9 мг/т. Из них максимальные концентрации металла установлены в габбро, габбро-норитах, диоритах I фазы Саракокшинского интрузива (3,9 мг/т Au) и гранодиоритах II фазы (2,8 мг/т Au).

Фоновая золотоносность интрузивных пород Синюхинского скарново-рудного поля отличается пониженными в 1,5—5 значениями средних содержаний по сравнению с аналогичными интрузивными породами Алтае-Саянской складчатой области.

Известковые скарны, не подверженные перекристаллизации, сульфидизации и окварцеванию, характеризуются пониженными значениями средних содержаний золота — 2,5—7,7 мг/т. Из них метасоматические магнетиты несут самое большое количество металла — 7,8 мг/т. Напротив, высокими значениями среднего содержания отличаются перекристаллизованные, окварцованные и сульфидизированные скарны: от 298 до 466 мг/т и более (см. табл. 3). Именно процессы послескарнового метасоматоза и сульфидизации скарновых образований и обеспечили промышленную концентрацию золота в рудном поле.

4. Содержание Pt, Pd, Os в рудах Синюхинского месторождения и промпродуктах золотоизвлекательной фабрики (г/т)

Название породы, промпродукта	Количество проб	Os	Pt	Pd	Pt/Pd
Магнетитовая руда	1		0,007	0,023	0,3
Халькопирит-магнетитовая руда	1		0,008	0,009	0,9
Халькопиритовая руда	1		0,18	0,15	1,2
Пиритовая сыпучка	1		0,006	0,030	0,2
Борнит-халькозиновая руда	2		$\frac{1,3-7,2}{4,25}$	$\frac{5,0-44,0}{24,5}$	0,2
Пироксен-гранатовый скарн с борнитом (до 20 %)	2		$\frac{3,7-3,8}{3,75}$	$\frac{0,013-0,014}{0,0135}$	277,8
Волластонит-гранатовый скарн с борнитом (до 30 %)	1		3,2	0,03	106,7
Гравиконцентрат	4	$\frac{0,015-0,170}{0,75}$	$\frac{1,5-10,0}{4,25}$	$\frac{0,005-2,0}{0,52}$	8,2
Флотоконцентрат	5	$\frac{0,004-0,026}{0,011}$	$\frac{4,4-54,0}{26,4}$	$\frac{5,5-40,0}{19,2}$	1,5
Золотосодержащий концентрат	24		$\frac{0,01-50,0}{13,09}$	$\frac{0,009-5,0}{0,65}$	20,1
Хвосты обогащения	4		$\frac{0,059-0,69}{0,27}$	$\frac{0,016-4,5}{1,30}$	0,2
Сливы хвостов обогащения	4		$\frac{0,31-1,20}{0,37}$	$\frac{0,004-0,040}{0,013}$	23,1

Примечание. В числителе — разброс значений частных содержаний элементов от и до; в знаменателе — среднее арифметическое.

Распределение платины, палладия, осмия в золотосодержащих скарнах и продуктах их обогащения на Синюхинском скарново-золоторудном месторождении приведено в табл. 4. Как показали результаты инверсионно-вольтамперометрических определений ЭПГ в пробах из руд, фоновые содержания Pt и Pd в магнетитовой и халькопирит-магнетитовой руде и в пиритовой сыпучке не превышают тысячных долей г/т Pt и десятых долей г/т Pd, в халькопиритовой руде их содержание возрастает на порядок, а в борнитсодержащих скарнах и борнит-халькозиновой золотоносной руде концентрации Pt и Pd достигают промышленно значимых величин. При этом в скарнах преобладает платина, а в борнит-халькозиновой руде — палладий.

В гравиконcentратах золото-медно-

скарновых руд также установлены повышенные концентрации Pt, Pd и Os. Отношение Pt/Pd в этих промпродуктах составило в среднем 8,2, что свидетельствует о повышенном накоплении Pt по сравнению с Pd в гравиконcentратах скарновых руд. Флотоконцентраты этих же руд содержат еще более значимые количества Pt и Pd, а отношение Pt/Pd здесь составляет 1,5. Следовательно, во флотоконcentратах происходит увеличение содержания палладиевых минералов по сравнению с платиновыми. Содержания Os во флотоконcentратах не превышают значений 0,004—0,026 г/т. В золотосодержащем концентрате содержания Pt достигают значений 50 г/т, а палладия — 5 г/т.

Выполненные геохимические исследования позволяют сделать вывод о том, что платиновые металлы, как и золото, тесно ассоци-

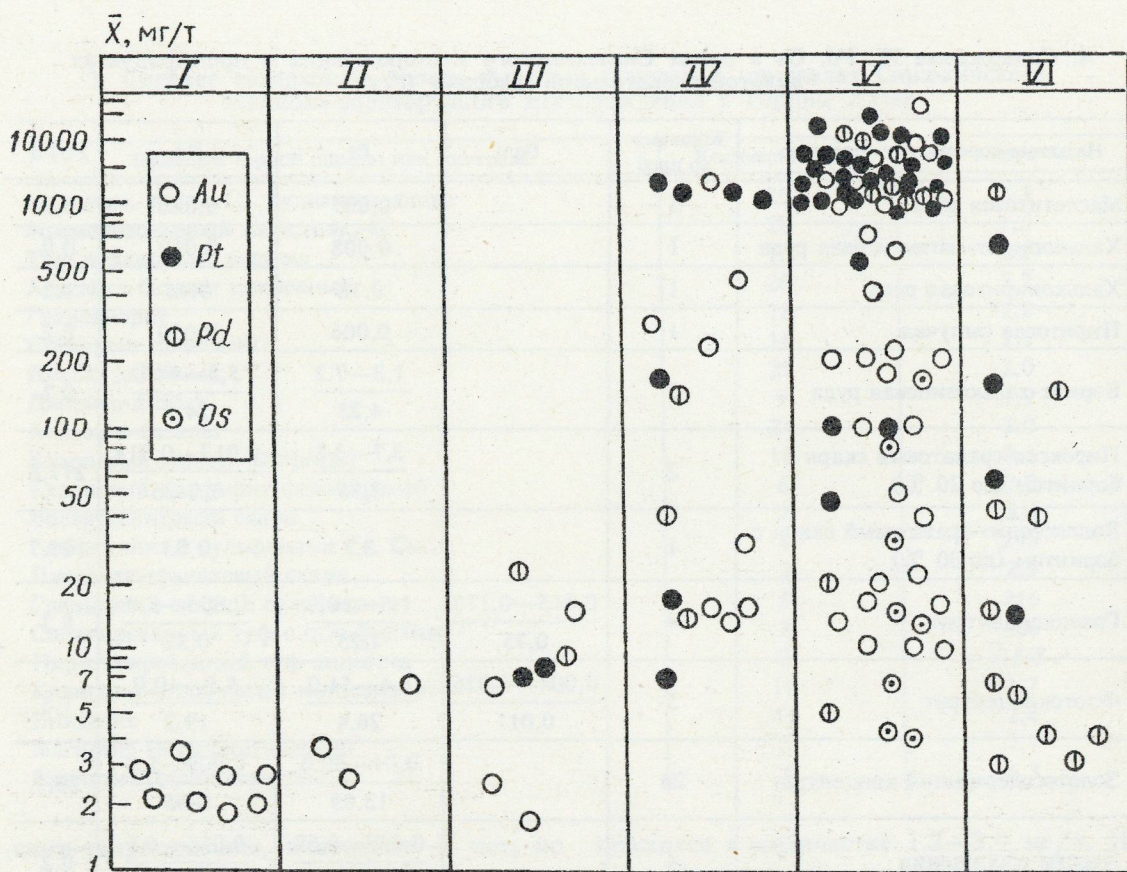


Рис. 4. Распределение содержаний золота, платины и палладия в горных породах и минералах контактовых метасоматитов Синюхинского скарнового поля.

I — гранитоиды Саракокшинского интрузива; II — известковые скарны (пироксен, гранат, волластонит); III — послескарновые метасоматиты эпидотового, калишпат-эпидотового, магнетитового, кварц-борнит-халькопиритового состава; IV — скарнированные туфы, андезиты, скарны с сульфидами железа и меди; V — золотые руды, грави- и флотоконцентраты золотых руд в скарнах; VI — хвосты обогащения золотых руд.

ируют с сульфидами меди. Минералогическое изучение руд в скарнах показало, что повышенные концентрации Pt и Pd находятся в пробах, содержащих обильную вкрапленность мелонита (NiTe_2). Поскольку этот минерал может образовывать твердый раствор с меренскитом ($\text{Ni, Pt, Pd}(\text{Bi, Te})_2$), можно предполагать, что повышенные концентрации Pd и Pt во флотоконcentратах золото-скарновых руд скорее всего связаны с тонкодисперсными (0,001—0,03 мм) выделениями мелонита с примесью этих элементов.

На рис. 4 показано распределение содержаний Au, Pt, Pd, Os в скарнорудных образованиях Синюхинского месторождения. Из графиков видно, что промышленно важные концентрации Pt и Pd наблюдаются в золото-медно-сульфидных вкрапленных

рудах в скарнах (поле V на графике), особенно в грави- и флотоконцентратах этих руд (поле V). Пониженные же содержания этих металлов зафиксированы в хвостах обогащения руд.

Таким образом, геохимические исследования Тарданского и Синюхинского золото-скарновых месторождений на Pt, Pd, Os показали, что данные золоторудные объекты следует рассматривать как комплексные золото-платиноидные.

Платиновые металлы пространственно и генетически связаны с развитием медно-сульфидно-теллуридной минерализации в скарновых зонах.

Концентрация платиновых металлов в продуктах обогащения (гравиконцентраты и флотоконцентраты) существенно облегчает

разработку рационального предела золото-скарновых руд на Pt, Pd, Os.

Пробирной плавкой золотосодержащих концентратов руд Синюхинского месторождения получены корольки платины. Однако для окончательного решения вопроса о промышленной значимости выявленной платиноидной минерализации в месторождениях золото-скарновой формации необходимы дальнейшие минералого-геохимические и технологические исследования данных типов руд.

Авторы выражают искреннюю признательность химикам-аналитикам Г.А.Новиковой, О.В.Каминской, З.С.Михайловой, Е.В.Яговкиной за качественное выполнение анализов на Au, Pt, Pd, Os.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 93-05-9331 и 96-05-64005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. Т. 29. Тувинская АССР. — М.: Недра, 1969.
2. Жабин В.В. Новые данные о структуре Синюхинского рудного поля // Геология и геофизика. 1963. № 5.
3. Колпакова Н.А., Швеиц Л.А. Определения осмия методом инверсионной вольтамперометрии в минеральном сырье // Журнал аналит. химии. 1983. Т. 38. № 8. С. 1470.
4. Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А. Особенности распределения платиновых металлов в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Геохимия. 1992. № 6. С. 834—845.
5. Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А., Иванов Ю.А. Новые возможности изучения платиноносности горных пород, минералов, природных вод // Колыма. 1994. № 4. С. 5—9.
6. Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А., Иванов Ю.А. Подготовка и определение благородных металлов методом инверсионной вольтамперометрии / Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т. 2. — М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1995.
7. Коробейников А.Ф., Мацюшевский А.В., Мацюшевская Л.Б. Особенности метасоматоза и золотого оруденения Тапса-Каахемского междуречья центральной Тувы // Вопросы геологии месторожд. золота. Изв. ТПИ. Т. 239. — Томск: Изд. ТГУ, 1970. С. 172—177.
8. Коробейников А.Ф., Мацюшевский А.В. Золото в интрузивных и контактово-метасоматических породах Тарданского скарнового поля Тувы // Геохимия. 1976. № 9. С. 1409—1416.
9. Лузгин Б.Н. Характер и особенности минералогической зональности Синюхинского золоторудного поля (Горный Алтай) / Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. — Новосибирск: Зап. Сиб. изд-во, 1974. С. 128—135.
10. Лузгин Б.Н. Скарнообразование и калиевый метасоматоз в Синюхинском рудном поле (Горный Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 24—35.
11. Определение платиновых металлов и золота методом инверсионной вольтамперометрии / Н.А.Колпакова, Б.С.Шифрис, Л.А.Швец и др. // Журнал аналит. химии. 1991. Т. 46. Вып. 10. С. 1910—1913.
12. Рябов В.В. Платина Сибирских траппов / Препринт № 5. — Новосибирск: ОИГТИМ СО РАН, 1994.
13. Тимофеева Т.С. Минералы платины и палладия в рудах золото-колчеданного месторождения // Зап. Всес. Минерал. об-ва. 1968. Т. 97. Вып. 4. С. 461—470.
14. Тимофеева Т.С. Особенности минерального состава руд месторождения Куру-Тегерек // Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 29. — Ташкент: ФАН, 1976. С. 33—35.
15. Хазагаров А.М. Неймарк А.И., Кильчищак К.М. Золотое оруденение в скарнах Тапса-Каахемского междуречья Тувы / Материалы геол. конф. — Красноярск: ОНТИ Горное, 1966.
16. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. — Новосибирск: Наука, 1974.

A. F. Korobeinikov, V. G. Voroshilov, A. Ya. Pshenichkin, Yu. Ye. Zykov, N. A. Kolpakova

PGE-BEARING DEPOSITS OF GOLD-SKARN FORMATION IN SIBERIA

The data on PGE contents of Tardanskoye and Sinyukhinskoye skarn-type gold deposits in the Altai-Sayan fold zone are presented. Distributions of Au, Pt, Pd in magnesian and calcareous skarns, post-skarn metasomatites and sulfide associations are shown. Post-skarn metasomatites appear to be enormously rich in Au, Pt and Pd. Commercial Pt and Pd contents were found in gravitation, flotation and gold-containing concentrates and concentration tailings of skarn ores. The deposits like those studied here might be thought of as multi-commodity Au-PGE-skarn-type deposits.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



УДК 669.053.4: [661.641+661.859].098

© Г. В. Седельникова,
Е. Е. Савари, Р. Я. Аслануков, 1997

БИОГИДРОМЕТАЛЛУРГИЧЕСКАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ПОЛУЧЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНЫХ МЫШЬЯКСОДЕРЖАЩИХ ПРОДУКТОВ ЗОЛОТО-МЫШЬЯКОВЫХ КОНЦЕНТРАТОВ

Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА, Е. Е. САВАРИ, Р. Я. АСЛАНУКОВ (ЦНИГРИ МПР
России)

Изучено поведение мышьяка в процессе биогидрометаллургической переработки золото-мышьяковых концентратов различного состава. Определены оптимальные условия получения экологически безопасных мышьяксодержащих продуктов, пригодных для хранения в хвостохранилищах.

Упорные золото-мышьяковые руды и концентраты представляют собой один из источников получения благородных металлов. Удельный вес этого сырья в запасах коренных руд России на ближайшее время составляет более 20 %. Примеры месторождений с подобными рудами — Майское, Олимпиадинское, Нежданинское и др. В их рудах основные носители золота — арсенопирит и пирит; содержание мышьяка колеблется от 0,3 до 2 %.

В процессе гравитационно-флотационного обогащения руд мышьяк концентрируется вместе с золотом в сульфидных концентратах, где содержание его колеблется от 2 до 15 %. Высокомышьяковистые золотосодержащие концентраты некондиционны для переработки на медеплавильных заводах (содержание мышьяка более 2 %). Их переработка осуществляется с применением гидро-, пирометаллургических и комбинированных методов (автоклавное или бактериальное выщелачивание и цианирование, обжиг — плавка, обжиг — цианирование и др.).

В процессе обжига мышьяк, сера, сурьма и другие вредные вещества переходят в газовую фазу в виде токсичных соединений (оксидов). Для предотвращения загрязнения окружающей среды применяют сложные дорогостоящие схемы их улавливания и утилизации. Использование автоклавного и бактериального окисления (БО) концентратов

позволяет переводить мышьяк в малотоксичные, практически нерастворимые соединения типа арсенатов железа. В зарубежной практике хранение таких мышьяксодержащих продуктов осуществляется непосредственно в хвостохранилищах, специальные способы захоронения этих отходов не используются.

Мышьяк в сульфидных золотосодержащих рудах и концентратах присутствует главным образом в форме сульфидов и сульфосоединений. В окисленных и частично окисленных рудах помимо названных форм мышьяка встречаются также арсенаты и другие соединения, растворимость которых в щелочных и кислых средах, образующихся в процессе переработки руд и концентратов, повышается. Это приводит к появлению в растворах концентраций мышьяка, в сотни раз превышающих ПДК (0,05 мг/л).

При обезвреживании и переводе мышьяка в малотоксичные соединения используют различные методы. В зависимости от применяемых способов получают мышьяксодержащие продукты различной токсичности. Наиболее экологически безопасными соединениями мышьяка считаются арсенаты железа и марганца, трисульфид мышьяка и плавленный сульфид мышьяка, относящиеся к третьей категории токсичности и пригодные к складированию в хвостохранилищах [2].

1. Основной химический состав золото-мышьяковых концентратов (%) руд изученных месторождений

Главные компоненты	Олимпиадинское	Дарасун	Нежданинское	Майское	Бакырчик	Пезинок
Углерод органический	4,3	0,16	4,5	3,4	15,3	3,5
Железо общее	21,98	24,23	15,7	19,3	10,9	31,0
Сера общая	14,5	24,03	15,2	18,2	8,07	30,0
Сера сульфидная	14,0	23,43	15,0	17,9	8,05	30,0
Мышьяк общий	3,73	2,0	4,8	5,73	4,3	9,6
Мышьяк сульфидный	3,43	1,88	4,6	5,73	3,59	9,47
Золото, г/т	49,0	53,1	21,6	70,0	54,5	26,8
Серебро, г/т	40,1	77,6	121,7	12,0	3,8	5,6

В ЦНИГРИ совместно с другими институтами разработана биогидрометаллургическая технология переработки золото-мышьяковых концентратов. В данной работе обсуждаются результаты изучения поведения мышьяка в процессе биоокисления и разработки оптимальных режимов получения нерастворимых мышьяксодержащих продуктов, пригодных для хранения в хвостохранилищах.

Нами исследованы золото-мышьяковые концентраты различного вещественного состава. В табл. 1 приведены данные по содержанию основных компонентов в концентратах: золото 21,6—70 г/т, серебро 3,8—122 г/т, мышьяк 2—10 %, сера 8,0—30 %. Фазовым анализом установлено, что основная часть мышьяка находится в сульфидной форме, содержание окисленных форм составляет 0,5—20 %.

По минеральному составу концентраты представлены на 40—90 % сульфидами: пиритом, арсенопиритом, пирротинном, антимонитом, галенитом, сфалеритом и др. Из нерудных минералов присутствуют кварц, алюмосиликаты, углистое вещество.

Основная часть золота (50—95 %) заключена в сульфидных минералах в виде субмикроскопических выделений размером 0,001—1 мкм и микронных выделений от 1—100 мкм. Главным носителем золота является арсенопирит, хотя количественно в рудах, как правило, преобладает пирит, нередко содержащий изоморфную примесь мышьяка.

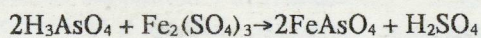
Выбор технологической схемы переработки концентратов определяется его вещественным составом. Биогидрометаллургическая технология их переработки предусмат-

ривает использование двух основных процессов (рис. 1):

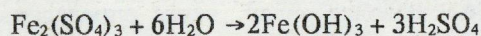
бактериальное окисление сульфидов и вскрытие тонкодисперсного золота;

сорбционное цианирование кеков БО с извлечением золота и серебра в товарную продукцию.

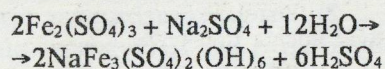
Анализ литературных данных по механизму окисления сульфидов [3], полученные результаты химического и фазового состава твердых продуктов БО различных концентратов и химический анализ бактериальных растворов (табл. 2) показали, что арсенопирит окисляется значительно быстрее, чем пирит. В процессе окисления арсенопирит разлагается практически полностью (до 98—99 %), и при этом мышьяк частично (30—40 %) переходит в раствор. Железо из сульфидов, окисляясь бактериями, переходит в раствор в форме трехвалентного. Наличие в растворе трехвалентного железа и мышьяка приводит к образованию труднорастворимых соединений типа арсената железа, выпадающих в осадок:



В твердой фазе продуктов БО железо может также присутствовать в виде гидроксидов:



В случае присутствия моновалентных катионов (Na^+ , K^+ , NH_4^+) образуются нерастворимые ярозиты:



С целью определения токсичности полученных соединений при их хранении в

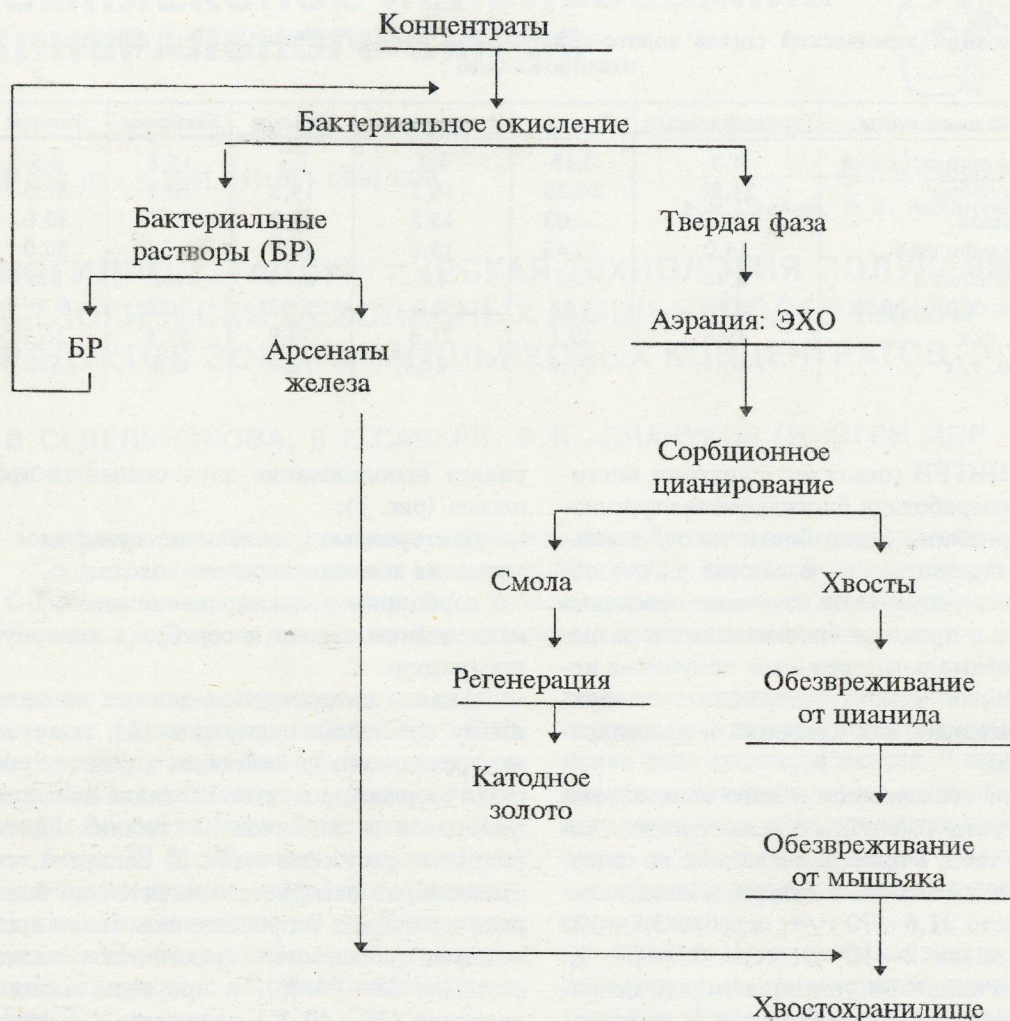


Рис. 1. Принципиальная схема переработки золото-мышьяковых концентратов.

Бактериальное окисление сульфидных минералов происходит в сернокислой среде в интервале температур 26—35°C и значений pH 1,2—2,2 в присутствии автотрофных железоокисляющих тионовых бактерий *Thiobacillus Ferrooxidans*.

условиях хвостохранилища были проведены специальные исследования по изучению их устойчивости на вымываемость мышьяка из продуктов БО. Твердый продукт БО распульповывался водой, через определенные промежутки времени отбирали пробу воды и анализировали в ней содержание мышьяка [4].

Как показали проведенные исследования (рис. 2), мышьяксодержащие продукты БО концентратов руд месторождений Дарасун, Олимпиадинское и Нежданнинское можно считать практически нетоксичными: при

длительном контакте с водой (от двух месяцев до двух лет) при pH = 6—8 (pH водной фазы хвостохранилища) содержание мышьяка в жидкой фазе не превышает значения ПДК (0,05 мг/л), что свидетельствует о высокой устойчивости соединений, т.е. об их экологической безопасности. Мышьяксодержащие продукты БО концентратов руд месторождений Майского, Бакырчикского и Пезинок выделяют мышьяк в концентрациях выше уровня ПДК и имеют низкий показатель устойчивости, что указывает на их «экологическую опасность». Длительное

2. Состав продуктов БО золото-мышьяковых концентратов (%) руд изученных месторождений

Основные компоненты	Олимпиадинское	Дарасун	Нежданнинское	Майское	Бакырчик	Пезинок
Твердые продукты						
Железо общее	9,26	20,0	6,9	11,06	16,9	17,87
Сера общая	10,1	16,35	7,14	10,71	5,13	13,4
Сера сульфидная	4,0	4,25	1,59	8,16	1,33	13,8
Мышьяк общий	2,26	1,54	3,93	4,25	2,6	8,81
Мышьяк сульфидный	0,20	0,25	0,2	0,25	0,23	0,44
Бактериальные растворы						
Водородный показатель pH	1,9	1,2	1,8	1,5	1,49	1,35
Концентрация, г/л :						
Калия	0,010	0,014	—	—	н/опр.	0,048
Натрия	0,006	0,026	—	—	н/опр.	0,031
Железа общего	44,8	25,9	26,6	12,9	15,52	34,4
Железа окисного	40,0	25,9	26,2	12,9	15,52	34,4
Мышьяка	2,5	3,78	6,2	5,8	5,3	11,6
Сульфатов	66,142	58,600	56,400	28,54	27,30	58,100



Рис. 2. Показатели устойчивости мышьяк-содержащих продуктов БО концентратов.

Концентраты руд месторождений: 1 — Олимпиадинское, 2 — Дарасунское, 3 — Нежданнинское, 4 — Майское, 5 — Бакырчик, 6 — Пезинок.

хранение этих продуктов приводит к появлению мышьяка в растворе в концентрациях, в несколько раз превышающих ПДК.

Для установления типа и состава соединений, образующихся в процессе БО золото-мышьяковых концентратов, изучен химический и фазовый состав продуктов с помощью рентгенографии и фотоэлектронной спектроскопии. Исследования показали, что они состоят в основном из свежееосажденных веществ (анализ выполнен Л.В.Филипповой). Анализ химического состояния элементов по энергиям связи и их относительной концентрации фотоэлектронным методом с помощью прибора ЛАЗ-3000 (анализ выполнен Р.А.Амосовым) показал, что железо и мышьяк образуют химические связи с кислородом, причем основная часть мышьяка находится в пятивалентном состоянии. По полученным данным, мышьяк в продуктах БО связан в скородитовую фазу $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а железо кроме скородита еще в сульфат-гидроксиды. Так, например, в продуктах БО концентратов Олимпиадинского, Нежданнинского и Дарасунского месторождений обнаружены сильно гидратированные арсенат-сульфаты железа типа буковскита $\text{Fe}_2(\text{AsO}_4) \cdot \text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, а в потенциально опасных продуктах БО других месторождений отмечена возможность присут-

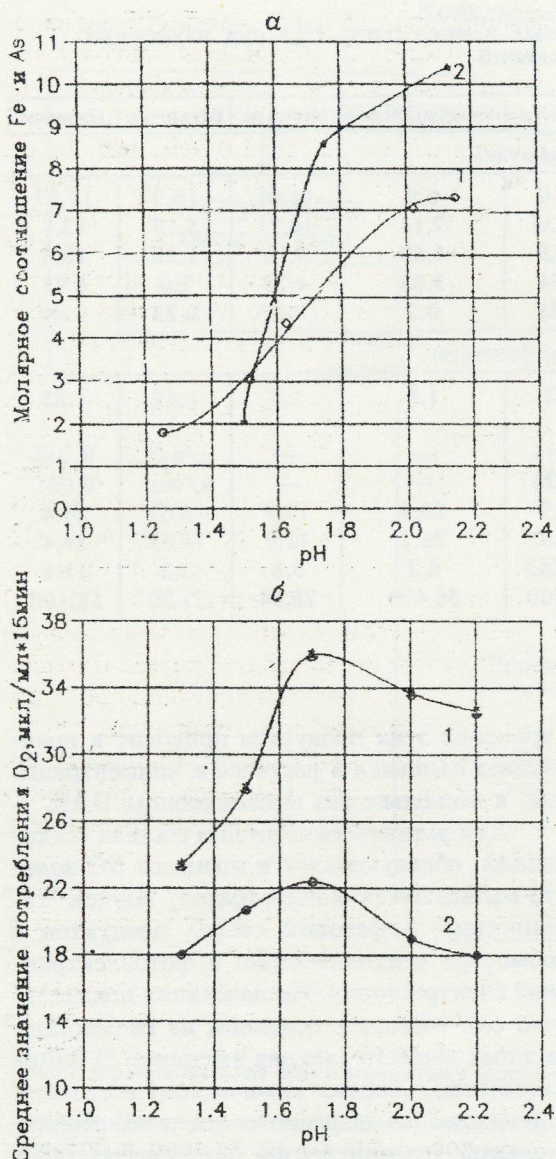


Рис. 3. Зависимости от величины pH в процессе БО различных концентратов: а — молярного соотношения Fe и As, б — активности биомассы.

Концентраты руд месторождений: 1 — Бакырчик, 2 — Майское.

ствия растворимых первичных арсенатов, отвечающих формуле $Me^I H_2 AsO_4$.

По немногочисленным литературным данным, а также полученным результатам (см. рис. 2, табл. 2), можно предположить, что растворимость твердых продуктов связана с определенным молярным соотношением

железа и мышьяка в бактериальных растворах. При БО концентратов месторождений руд Олимпиадинского, Дарасунского и Неждановского содержание железа превышает содержание мышьяка в 15,7; 6,9 и 4,3 раза соответственно, а для концентратов руд с других объектов молярные соотношения железа и мышьяка в растворе составляют менее 3. Сравнение этих данных с показателями по вымываемости мышьяка из продуктов БО показывает, что если величина молярного соотношения железа и мышьяка в бактериальном растворе ≥ 4 , то возрастает вероятность образования основных арсенатов железа типа скородита, которые представляют собой термодинамически устойчивые и малорастворимые в водной среде соединения.

Следовательно, возникла необходимость разработки технологических режимов, которые позволили бы получать малотоксичные (нерастворимые) мышьяксоодержащие соединения в процессе БО золото-мышьяковых концентратов. С этой целью исследованы влияние кислотности (pH) пульпы в процессе БО на состав раствора и растворимость полученных мышьяксоодержащих продуктов. Выяснилось (рис. 3, а), что с возрастанием pH растет величина молярного соотношения железа и мышьяка в бактериальных растворах.

Известно, что при $pH > 2$ в железосодержащих сернокислых растворах образуется гидроксид железа. При наличии в растворах мышьяка образование твердых мышьяксоодержащих соединений может происходить двумя путями: 1) соосаждение мышьяка в процессе осаждения гидроксида железа из растворов, 2) осаждение мышьяка на поверхности ранее выпавших из раствора гидроксидов железа. В обоих случаях возникают так называемые «мышьяксоодержащие феррогидраты». Образование основных арсенатов железа, отвечающих соединениям типа $FeAsO_4 \cdot Fe(OH)_3$, не происходит.

Важным фактором устойчивости мышьяковистых соединений является валентность мышьяка. Высшая валентность мышьяка (As^{+5}) обеспечивает устойчивость его соединений. Использование активной биомассы в процессе БО, а также длительность самого процесса (2—5 суток) способствуют образованию именно этой формы мышьяка. Иссле-

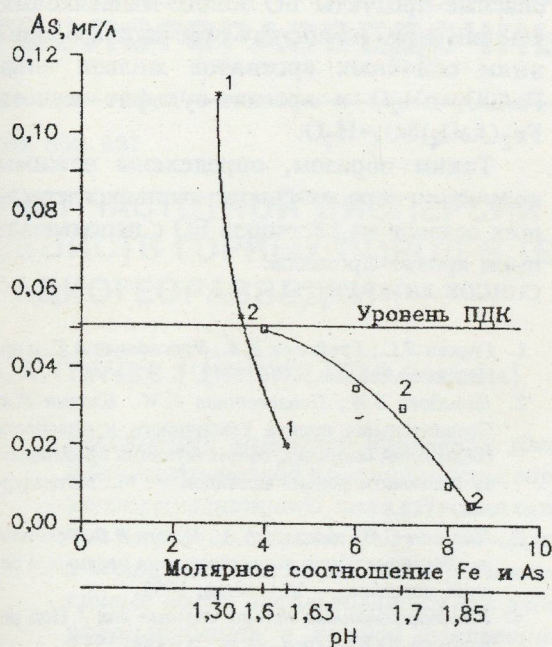


Рис. 4. Зависимость растворимости мышьяксо-держащих продуктов БО от молярного соотношения железа и мышьяка и величины pH в бактериальных растворах.

Концентраты руд месторождений: 1 — Бакырчик, 2 — Майское.

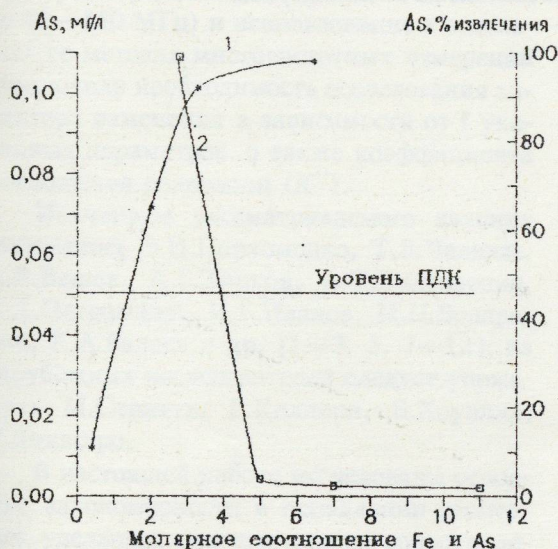


Рис. 5. Зависимость извлечения в осадок (1) и растворимости (2) мышьяка от молекулярного соотношения железа и мышьяка в бактериальных растворах.

дования показали, что максимум активности, при которой наблюдается наиболее высокая скорость окисления сульфидов в концентратах, приходится на область значений pH пульпы от 1,5 до 2,0 (см. рис. 3, б). Таким образом, для получения оптимального состава раствора с молярным соотношением железа и мышьяка выше 3—4, а также для достижения сравнительно высокой степени окисления золото-мышьяковых концентратов процесс БО рекомендуется проводить при значениях $pH < 2$, но не ниже 1,5. Приведенные на рис. 4 экспериментальные данные о растворимости (вымываемости) мышьяксо-держащих продуктов БО концентратов Бакырчикского и Майского месторождений подтвердили сделанный нами вывод о выборе оптимальных условий проведения процесса биоокисления: $pH = 1,5—1,9$ и молярное соотношение железа и мышьяка более 4. При соотношении железа и мышьяка равном 3 отмечено получение неустойчивого мышьяковистого соединения.

С целью обеспечения оптимальных режимов окисления сульфидов и осаждения малорастворимых соединений мышьяка в технологических схемах БО концентратов предусматривается узел периодического осаждения мышьяка из бактериальных растворов в нетоксичной форме.

Л.С.Гецкин с соавторами [1] показали, что арсенат железа хорошо осаждается из сульфатных растворов при добавке щелочного ярозита $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$ в виде аморфного осадка, химически схожего с природным скородитом. При этом лишь небольшая часть мышьяка (до 2 %) соосаждается с ярозитом за счет замещения сульфат-ионов. Скорость осаждения арсенатов железа значительно выше скорости осаждения ярозита. Отмечено, что образование ярозита не сопровождается соосаждением цветных металлов. Поэтому, с учетом вышеизложенного, нами был принят ярозит-процесс для осаждения мышьяка из растворов БО.

Экспериментальными исследованиями установлено, что степень осаждения мышьяка из бактериальных растворов зависит от молярного соотношения железа и мышьяка в них: при молярном соотношении выше 3 извлечение мышьяка в осадок составляет более 90 %, и в этом случае получают легкофильтруемые осадки (рис. 5). Пол-

ученные при различных молярных соотношениях железа и мышьяка осадки исследовались на вымываемость. Стабильные нерастворимые мышьяксоодержащие осадки образуются при молярном соотношении железа и мышьяка равном или более 4. Это согласуется с выводами об оптимальном молярном соотношении железа и мышьяка в бактериальных растворах, обеспечивающим получение экологически безопасных мышьяксоодержащих продуктов БО.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: в процессе биогидрометаллургической переработки золото-мышьяковых концентратов различного состава оптимальными условиями получения экологически безопасных мышьяксоодержащих продуктов можно считать следующие: $\text{pH} = 1,5\text{—}1,9$ в процессе БО, молярное соотношение железа и мышьяка в растворах БО должно быть равным или более 4. Установлено, что экологически без-

опасные продукты БО золото-мышьяковых концентратов по составу отвечают соединениям основных арсенатов железа типа $\text{FeAsO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и арсенат-сульфат железа $\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Таким образом, определены режимы получения нерастворимых мышьяксоодержащих осадков из растворов БО с использованием ярозит-процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гецкин Л.С., Гребенюк В.А., Ярославцев А.С. и др. Цветные металлы, 1976. № 2. С. 17—19.
2. Давыдова В.И., Неизвестная Е.М., Блохин В.А. Сравнительная оценка токсичности и опасности соединений мышьяка, сопутствующих производству цветных и редких металлов. — М.: Metallurgy, 1988.
3. Полькин С.И., Адамов А.А., Панин В.В. Технология бактериального выщелачивания цветных и редких металлов. — М.: Наука, 1982.
4. Унифицированные методы анализа вод / Под редакцией Ю.Ю.Лурье. — М.: Химия, 1973.

G. V. Sedel'nikova, Ye. Ye. Savari, R. Ya. Aslanukov

A BIOHYDROMETALLURGICAL TECHNOLOGY TO PRODUCE ENVIRONMENTALLY HAZARDOUS AS-CONTAINING PRODUCTS FROM AU-AS CONCENTRATES

The behaviour of As species in the procedure of biohydrometallurgical processing of Au—As concentrates of different composition has been studied. Optimum conditions have been determined that enable one to produce environmentally hazardous As-containing products that can be stored in tailingspiles.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 550.837

© А. А. Грачев, 1997

УЧЕТ ЧАСТОТНОЙ ДИСПЕРСИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В ТЕХНОЛОГИИ РАДИОГЕОРАЗВЕДКИ

А. А. ГРАЧЕВ (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрен характер изменения удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород в зависимости от частоты электромагнитного поля. Проанализированы полученные автором уравнения регрессии, характеризующие частотную дисперсию данных параметров и коэффициента поглощения радиоволн. Рассчитанные по этим уравнениям кривые могут использоваться при радиогеоразведке. Они дают возможность устанавливать в каждой конкретной геоэлектрической ситуации факт наличия или отсутствия дисперсии указанных параметров и выбирать оптимальные рабочие частоты.

Вопросы, касающиеся частотной дисперсии электромагнитных параметров горных пород, приобрели особую значимость начиная с 60-х годов в связи с интенсивной разработкой и широким применением методов скважинной и шахтно-скважинной радиогеоразведки [6, 10]. Большой диапазон рабочих частот (f) в радиогеоразведке (от 10—20 кГц до 60—150 МГц) и использование в отдельных ее методах многочастотных измерений обусловили необходимость исследования характера изменения в зависимости от f указанных параметров, а также коэффициента поглощения радиоволн (K'').

Изучением рассматриваемого явления занимались Э.И.Пархоменко, Т.Л.Челидзе, А.В.Вешев, А.Г.Тархов, А.Т.Бондаренко, А.Д.Петровский, И.Г.Иванов, М.П.Воларович, К.А.Валеев и др. [1—3, 5, 7—12]; из зарубежных исследователей следует упомянуть М.Стратта, Г.Келлера, Б.Хоуэлла, Р.Ликастро.

В настоящей работе исследованы основные закономерности в проявлении дисперсии удельного электрического сопротивления (ρ), диэлектрической проницаемости (ϵ) горных пород и коэффициента поглощения K'' (именно для этих параметров эффекты частотной дисперсии наиболее хоро-

шо изучены). Эти закономерности сформулированы на основе анализа опубликованных материалов [1—3, 5, 8—11] и результатов собственных исследований (лабораторных, полевых, теоретических).

При изучении дисперсии электрических параметров многие исследователи выполняли измерения их эффективных значений ($\rho_{эф}$ и $\epsilon_{эф}$) на образцах в относительно небольшом диапазоне частот с изменением последних не более, чем в 100—300 раз. При этом они нередко ограничивались изучением одного типа пород (чаще всего осадочных) или пород определенного месторождения (региона), а иногда изучением лишь одного из указанных параметров.

В данной работе лабораторные измерения $\rho_{эф}$ и $\epsilon_{эф}$ были выполнены на 850 образцах 55 литологических разностей горных пород (изверженных, эффузивных, вулканогенно-осадочных, осадочных, метаморфических, рудных тел), отобранных на восьми золоторудных и двух серебряно-полиметаллических месторождениях России, Узбекистана, Казахстана, Таджикистана и Украины. Основной объем измерений проведен в диапазоне частот 156 кГц — 10 МГц, а для некоторых образцов диапазон был расширен

до 100 Гц в одну сторону и до 30 МГц в другую. Использовалась методика, разработанная А.Т.Бондаренко [2, 5].

Прежде чем говорить об особенностях проявления частотной дисперсии электромагнитных параметров горных пород, уместно сделать ряд замечаний о наиболее вероятных ее причинах. Поскольку до сего времени нет единого взгляда на природу данного явления, приведем точки зрения некоторых исследователей.

По мнению А.Д.Петровского [10], наличие дисперсии объясняется: а) инерционностью процесса переноса зарядов, б) инерционностью процесса поляризации, в) влиянием микро- и макронеоднородностей среды, в том числе вкрапленности проводящих минералов. В случае сильно магнитных сред второй фактор может вызвать дисперсию магнитной проницаемости (μ). Однако этот вопрос до настоящего времени почти не изучен, и в практике радиогорной разведки значение параметра μ принимается либо таким же, как для воздуха (если работы ведутся в немагнитных породах), либо равным значениям, найденным из данных магниторазведочных работ.

Э.И.Пархоменко [8] возникновение дисперсии ρ и ϵ связывает главным образом с релаксационной поляризацией, которая наблюдается в средах, содержащих полярные молекулы, комплексные анионные радикалы, химически связанную воду, а также имеющих структурные неоднородности и инородные включения; кроме того, ее могут вызывать процессы на границах диэлектрик — проводник, твердая фаза — жидкая фаза.

Многие исследователи отмечают, что при измерениях на образцах влажных пород наличие непосредственного контакта их с металлическим электродом в ряде случаев может вызвать электрохимические процессы, повышающие значение диэлектрической проницаемости и приводящие к изменению величины ϵ в зависимости от f . А.Г.Тархов подобные приэлектродные влияния расценивал как главную причину частотной дисперсии ϵ и ρ , причем последнюю он считал мнимой, по крайней мере, для звукового диапазона частот.

Ф.М.Каменецкий и П.В.Новиков отмечают [7], что дисперсия электропроводности пород в низкочастотном диапазоне отражает сложную совокупность различных электро-

физических и электрохимических процессов вызванной поляризации, происходящих при прохождении через породы электрического тока. Природа частотной дисперсии многообразна, и один из ее видов связан с электрической неоднородностью изучаемой среды. «Поверхностная» поляризация на контакте электродов с исследуемым образцом породы оказывает меньшее влияние на дисперсию, чем объемная поляризация этого образца [7].

А.Д.Талалов и Д.С.Даев установили [12] отсутствие частотной дисперсии ϵ и ρ для «чистых» образцов пород, не содержащих примеси глины. Напротив, дисперсия четко проявляется, по их данным, даже при небольшом содержании глинистого материала в образцах.

Из электрических параметров среды наиболее значимым для методов радиогорной разведки является удельное электрическое сопротивление. Величина его, во многом определяющая технологию применения упомянутых методов и их эффективность, зависит от минерального состава горных пород, их структурно-текстурных особенностей, температуры, давления, степени водонасыщенности, минерализации содержащихся в них вод и т.д. Характер зависимости ρ от перечисленных факторов подробно освещен в соответствующих справочниках и монографиях [8, 11] и здесь не рассматривается. Что касается частотной дисперсии данного параметра, то основные закономерности в ее проявлении сводятся к следующему.

В общем случае удельное сопротивление среды уменьшается с увеличением частоты электромагнитного поля. Степень этого уменьшения зависит от частотного диапазона, величины собственно электропроводности (так называемой «сквозной» проводимости), наличия включений проводящих минералов и т.д. В диапазоне частот от 0 до 10^4 — 10^5 Гц дисперсия ρ мала; сопротивление заметным образом уменьшается лишь при $f > 10^4$ — 10^5 Гц и тем интенсивнее, чем ниже сквозная проводимость породы. Насыщение породы водой, увеличение минерализации последней, повышение температуры среды и давления вызывают не только уменьшение абсолютных значений ρ ; частотная дисперсия данного параметра становится при этом менее выраженной.

В связи с тем, что степень изменения сопротивления в зависимости от f определяется не одним, а целым рядом факторов, автором была предпринята попытка установить характер зависимости меры этого изменения от обобщенного параметра. В качестве последнего было выбрано произведение $\rho_o \omega \epsilon_o$, а показателем степени уменьшения ρ — отношение $\rho_o / \rho_{эф}$, где ρ_o — удельное сопротивление среды на постоянном токе, полученное или из данных каротажа скважин, или из результатов параметрических измерений (установками профилирования и зондирования) в подземных горных выработках, или путем лабораторных определений на образцах пород; $\omega = 2\pi f$ — круговая частота; ϵ_o — не зависящее от частоты поля значение диэлектрической проницаемости пород; $\epsilon_{эф}$ и $\rho_{эф}$ — измеренные на той или иной частоте эффективные значения параметров.

В результате корреляционного анализа [4, 13], проведенного автором с использованием результатов собственных лабораторных и полевых измерений и привлечением некоторых опубликованных данных [1—3, 5, 8], было получено следующее уравнение связи (регрессии):

$$\lg \frac{\rho_o}{\rho_{эф}} = 0,4 + 0,41 \lg(\rho_o \omega \epsilon_o) + 0,08 [\lg(\rho_o \omega \epsilon_o)]^2. \quad (1)$$

Выражение (1) представляет собой уравнение параболы (с вертикальной осью) вида:

$$y = a_0 + a_1 x + a_2 x^2, \quad (2)$$

где y — функция, x — аргумент, a_0 , a_1 и a_2 — постоянные коэффициенты.

При выводе уравнения (1) использованы 264 парных значения (n) изучавшихся параметров — в данном случае $\lg \frac{\rho_o}{\rho_{эф}}$ и $\lg(\rho_o \omega \epsilon_o)$.

Величина эмпирического корреляционного отношения η [4, 13], характеризующего силу связи между двумя признаками для любого вида их корреляционной зависимости, равна 0,94; величина средней квадратической ошибки определения этого параметра $\sigma = 0,068$, а доверительный интервал $\eta = 0,93—0,96$. Близость значения η к единице свидетельствует о том, что описываемая уравнением (1)

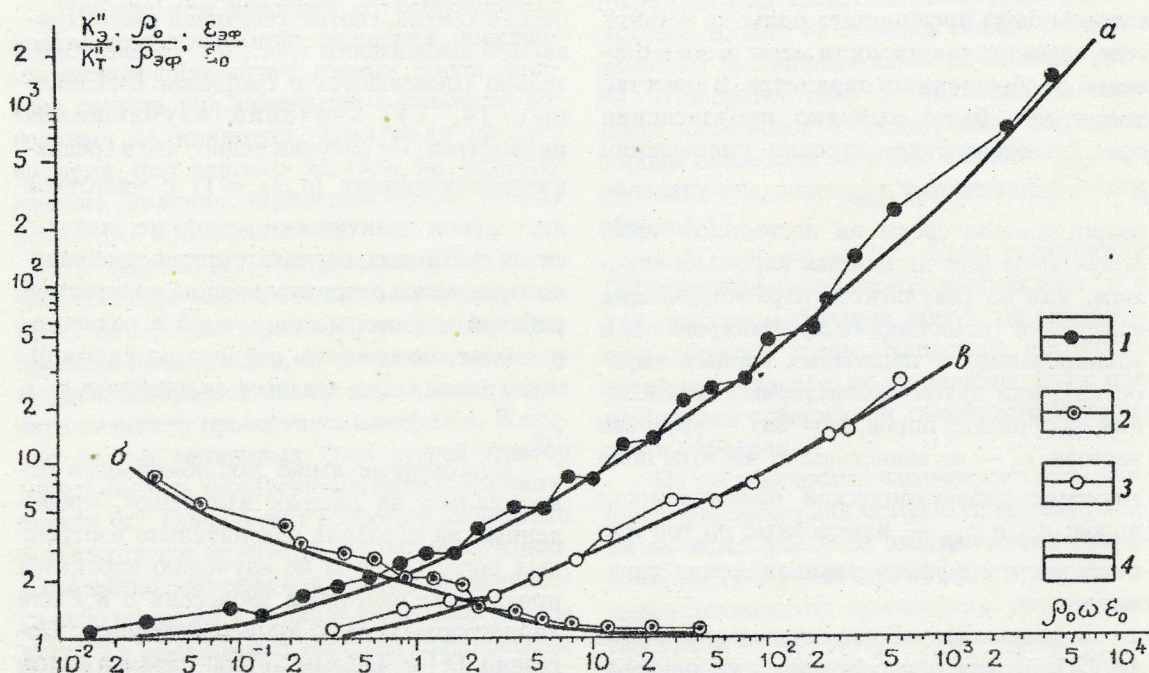
корреляционная связь является тесной и почти функциональной [4, 13].

Рассчитанная по формуле (1) теоретическая кривая, соответствующая рассматриваемой зависимости (рис., а), удовлетворительно совмещается с графиком осредненных [4, 13] значений изучавшихся параметров. Из рисунка видно, что в средах-квасипроводниках ($\rho_o \omega \epsilon_o \ll 1$) с частотной дисперсией практически можно не считаться. В остальных случаях степень уменьшения удельного сопротивления на конкретной рабочей частоте, используемой в радиогеоразведке, может быть оценена по упомянутой кривой, если задаться значениями ρ_o и ϵ_o .

Изложенные выше закономерности основывались на данных измерений, проведенных на образцах сравнительно изотропных пород. Работы по изучению характера проявления частотной дисперсии ρ и ϵ для анизотропных сред немногочисленны. Согласно [3] и данным автора, эффективные значения удельных сопротивлений, измеренные вдоль слоистости (сланцеватости) пород ρ_t , ниже измеренных в перпендикулярном к ней направлении ρ_n . Для обоих этих параметров наблюдается уменьшение их значений с ростом f , причем для ρ_n более резкое. Коэффициент анизотропии для эффективных параметров $\lambda_{эф}$ в общем случае меньше аналогичного коэффициента λ_o на постоянном токе (для одной и той же среды) и с увеличением f уменьшается.

По данным [3], сухие образцы пород, по сравнению с влажными их аналогами, характеризуются не только более высокими значениями $\lambda_{эф}$, но и более резким проявлением частотной дисперсии (в первом случае удельное сопротивление пород было в несколько десятков раз выше, чем во втором). Для влажных и охлажденных (до температуры -10°C) образцов величины $\lambda_{эф}$ с изменением f в диапазоне 0,3—30 МГц практически не менялись или изменялись несущественно.

Величина диэлектрической проницаемости пород определяется их минеральным и химическим составом, количественным соотношением минералов с различным значе-



Кривые, характеризующие частотную дисперсию: *a* — удельного электрического сопротивления пород, *б* — их диэлектрической проницаемости, *в* — коэффициента поглощения радиоволн.

Графики осредненных значений: 1 — $\rho_o/\rho_{эф}$, 2 — $\epsilon_{эф}/\epsilon_o$, 3 — $K''_э/K'_т$; 4 — расчетные кривые.

нием ϵ , текстурными и структурными особенностями пород, коэффициентом пористости, формой пор, влагонасыщенностью. Из внешних факторов на величину данного параметра наиболее сильно влияют температура, частота поля и давление. Все эти вопросы подробно рассмотрены в [1—3, 5, 8, 11]. Что касается частотной дисперсии ϵ , то особенности ее проявления заключаются в следующем.

Диэлектрическая проницаемость пород, как и их удельное сопротивление, уменьшается с увеличением f . Однако, в отличие от $\rho_{эф}$, дисперсия $\epsilon_{эф}$ наиболее заметна на низких частотах. В высокочастотном диапазоне $\epsilon_{эф}$ постепенно достигает асимптотических значений ϵ_o . Предельная величина f , начиная с которой диэлектрическая проницаемость перестает зависеть от частоты, для различных пород колеблется от $5 \cdot 10^4$ — 10^5

Гц до 10^7 — 10^8 Гц. Эта величина f тем выше, чем большим значением ϵ характеризуется порода. Кроме того, чем выше диэлектрическая проницаемость, тем резче проявляется ее дисперсия в низкочастотном диапазоне.

Автор исследовал зависимость степени изменения диэлектрической проницаемости $\epsilon_{эф}/\epsilon_o$ от обобщенного параметра $\rho_o\omega\epsilon_o$. Корреляционный анализ и в этом случае проводился с использованием собственных результатов лабораторных измерений и некоторых опубликованных данных [1—3, 5, 8]. Соответствующее уравнение регрессии имеет вид:

$$y = a_0 + \frac{a_1}{x}, \quad (3)$$

где $y = \epsilon_{эф}/\epsilon_o$, $x = (\rho_o\omega\epsilon_o)^{\frac{1}{2}}$, $a_0 = 0,76$, $a_1 = 1,24$.

Выражение (3) получено при $n = 220$. Статистические характеристики для выявленной корреляционной зависимости выглядят следующим образом: $\eta = 0,85$, $\sigma = 0,019$, доверительный интервал $\eta = 0,81—0,89$. Судя по величине η , можно констатировать наличие тесной связи между изучавшимися параметрами.

Соответствующие рассматриваемой зависимости теоретическая кривая, рассчитанная по формуле (3), и график осредненных значений параметров представлены на рис., б. Их характер свидетельствует о том, что с дисперсией ϵ можно практически не считаться лишь при $\rho_o \omega \epsilon_o > 7—10$, т.е. при работах в средах квазидиэлектриках. Упомянутая кривая может использоваться в практике радиогоразведки для оценки величины ϵ_{zf} на конкретной рабочей частоте, если известны параметры ϵ_o и ρ_o .

Некоторые особенности в характере изменения диэлектрической проницаемости анизотропных сред, основывающиеся на [3] и данных автора, сводятся к следующему.

Вдоль слоистости (сланцеватости) диэлектрическая проницаемость ϵ_t больше, чем в перпендикулярном направлении (ϵ_n). С увеличением f значения обоих этих параметров уменьшаются, причем для первого из них более резко, чем для второго. Наибольшая дисперсия, как и в случае изотропных сред, имеет место на низких частотах и при высоких значениях указанных параметров. Величина отношения ϵ_t/ϵ_n тем выше, чем больше абсолютные значения диэлектрической проницаемости. С увеличением f это отношение уменьшается, и тем интенсивнее, чем выше ϵ .

Коэффициент поглощения радиоволн K'' является одним из важных волновых параметров среды, определяющих дальность исследований методами радиогоразведки и, соответственно, возможность их применения при заданной сети скважин и подземных горных выработок, а также основные технологические элементы работ. Этот коэффициент, как известно [10], зависит от электромагнитных свойств среды (ρ , ϵ , μ) и частоты поля.

Вопросы частотной дисперсии K'' подробно исследованы в [9, 10]. В [10] графиче-

чески охарактеризована зависимость отношения K''_z/K''_m от обобщенного параметра $\rho_o \omega \epsilon_o$, где K''_z — коэффициент поглощения, найденный экспериментально из результатов радиопросвечивания, K''_m — коэффициент, вычисленный по известной формуле при $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}$ (магнитная проницаемость воздуха), $\epsilon = 9 \cdot 10^{-9}/36\pi \text{ Ф/м}$, $\rho = \rho_o$.

Путем корреляционного анализа с использованием приведенных на рис. 4 монографии [10] точечных данных (с рисунка снимались точки с соответствующими значениями K''_z/K''_m и $\rho_o \omega \epsilon_o$), было получено математическое выражение данной зависимости. Оно соответствует уравнению параболы, представленному выше формулой (2). Правда, в рассматриваемом случае $y = \lg K''_z/K''_m$, $x = \lg(\rho_o \omega \epsilon_o)$, $a_0 = 0,12$, $a_1 = 0,3$, $a_2 = 0,052$. Корреляционная зависимость ус-

тановлена при $n = 54$. Для изучавшихся параметров имеет место тесная (почти функциональная) связь, о чем свидетельствуют следующие значения статистических характеристик: $\eta = 0,96$, $\sigma = 0,01$, доверительный интервал $\eta = 0,94—0,98$.

Заметим, что номограммы с рассчитанными для указанных выше значений μ и ϵ коэффициентами поглощения K''_m приводят-ся во многих руководствах по методам радиогоразведки и «Справочниках геофизика» и рекомендуются к практическому использованию. Однако эти номограммы построены без учета частотной дисперсии параметра K'' , и найденные по ним значения коэффициентов поглощения должны быть исправлены за дисперсию. Для этого может быть использована теоретическая кривая (см. рис., в). Она построена по уравнению регрессии (2), в котором y , x , a_0 , a_1 и a_2 характеризуются указанными выше обозначениями и цифрами для K'' .

Подобные исправления K''_m обязательны при $\rho_o \omega \epsilon_o > 0,5—1$ (см. рис., в). Иначе при радиоволновом просвечивании возможно появление ложных аномалий экранирования, а также завышение интенсивности и размеров полезных аномалий.

Проявление при радиогоразведке частотной дисперсии рассмотренных парамет-

ров обязывает считаться с ней при определении методики работ и интерпретации результатов. Для этих целей могут оказаться полезными представленные на рисунке расчетные кривые. Они позволяют: а) выбирать оптимальные рабочие частоты (на которых дисперсия менее заметна), б) устанавливать в каждой конкретной геоэлектрической ситуации факт наличия или отсутствия дисперсии параметров ρ , ϵ , K'' и находить их эффективные значения на рабочих частотах, в) определять для этих частот степень «электрической» и «радиоволновой» контрастности изучаемых геологических объектов относительно вмещающей среды, г) уменьшать (и даже вообще исключать) возможность появления ложных аномалий экранирования при радиопросвечивании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко А.Т. Физические свойства кимберлитов и вмещающих их осадочных горных пород Зимнебережного алмазного поля // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 90—96.
2. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керна // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 222. С. 53—60.
3. Бондаренко А.Т., Кулькова Л.М. Изучение высокочастотных электрических параметров водонасы-

щенных и мерзлых углистых пород месторождения золота в связи с радиоволновым просвечиванием // Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 137. С. 35—41.

4. Венецкий И.Г., Кильдишев Г.С. Теория вероятностей и математическая статистика. — М.: Статистика, 1975.
5. Воларович М.П., Бондаренко А.Т. Исследование частотной зависимости электрических свойств изверженных горных пород Кольского полуострова // Тр. ИФЗ АН СССР. 1966. Вып. 37(204). С. 206—220.
6. Грачев А.А., Мамаев В.Н., Пятницкий В.И. Радиогеоэрозия — состояние и перспективы // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 93—99.
7. Каменецкий Ф.М., Новиков П.В. Низкочастотная дисперсия электропроводности горных пород и ее влияние на индукционные и переходные процессы / Разведочная геофизика. Обзорная информация. — М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996.
8. Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород. — М.: Наука, 1965.
9. Петровский А.Д. О зависимости электрических свойств горных пород от частоты электромагнитного поля // Тр. ЦНИГРИ. 1964. № 59. С. 93—97.
10. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. — М.: Недра, 1971.
11. Петрофизика: Справочник в трех книгах / Под ред. Н.Б.Дортман. Книга первая. «Горные породы и полезные ископаемые». — М.: Недра, 1992.
12. Талалов А.Д., Даев Д.С. О структурном механизме частотной дисперсии электрических свойств гетерогенных горных пород / Неклассическая геоэлектрика. — Саратов, 1995. С. 4.
13. Шапаров И.П. Применение математической статистики в геологии. — М.: Недра, 1971.

A. A. Grachev

ACCOUNTING FOR FREQUENCY DISPERSION OF ELECTROMAGNETIC PROPERTIES OF ROCKS IN RADIO WAVE GEOPROSPECTING TECHNOLOGY

The character of variations of electric resistivity and dielectric constant of rocks depending on electromagnetic field frequency is discussed. The regression equations derived by the author are presented. These equations characterize the frequency dispersion of the parameters mentioned above and radio wave absorption coefficient. Corresponding curves would be useful in radio wave geoprospecting. They enable one to reveal the presence or absence of frequency dispersion of these parameters in particular geological situations and to select proper operating frequencies.

УДК 549: 535.37

© Коллектив авторов, 1997

МЕТОД ИСКУССТВЕННЫХ ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ ПОКРЫТИЙ (ИЛП) — НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ЛЮМИНЕСЦЕНТНОМ АНАЛИЗЕ МИНЕРАЛОВ И РУД

В. В. МОРОШКИН, В. Т. ДУБИНЧУК, Е. В. РУЖИЦКИЙ, С. В. БАТУРИН (ВИМС МПР России)

Приводятся примеры люминесцентной диагностики самородного золота и минералов серебра, свинца, сурьмы, урана; показана возможность обнаружения дисперсного золота и серебра. Результаты проконтролированы с помощью методов элементного анализа, просвечивающей и растровой электронной микроскопии, оптической микроскопии, а также синтеза соединений золота и серебра. Предложенная методика проста по исполнению и пригодна для использования в полевых условиях.

Эффективность люминесцентных методов для полевой диагностики ряда минералов (шеелита, алмаза, касситерита, гипергенных минералов урана, свинца и др.) хорошо известна и связана с высокой экспрессностью, чувствительностью и простотой аппаратурного обеспечения методик. Возможности люминесценции ограничены прежде всего отсутствием этого свойства у большинства минералов или их разновидностей. В частности, люминесценцией не обладает ряд важнейших рудных минералов, относящихся к проводникам и узкозонным полупроводникам. Однако полезные компоненты этих минералов образуют или способны образовывать люминесцирующие фазы. Следовательно, возможно детектирование таких первично нелюминесцирующих минералов после превращения их в какие-либо фазы, обладающие характерным свечением. Впервые попытка создания искусственной, или наведенной, люминесценции у берилла и поллуцита была предпринята Г.Ф.Комовским [4], но эффект, получаемый на зернах этих минералов в шлихах, был слабо выражен, к тому же автором использовался очень жесткий режим химической обработки (с применением HF). Распространения эти методики не получили.

Нами была поставлена задача использовать сходный прием для избирательного создания характерной диагностической люминесценции на поверхности выделений минералов из классов самородных элементов и сульфидов, прежде всего — самородных зо-

лота и серебра, сульфидов и сульфосолей серебра, свинца и сурьмы. Выбор объектов продиктован большой практической значимостью благородных металлов, а также, в большинстве случаев — высокой дисперсностью их минеральных фаз [7, 14, 15]. Для серебра преобладает субмикроскопическая форма вхождения в минералы меди и свинца, руды с мелким и эмульсионным золотом также широко распространены. Оценка содержания металла в подобных рудах и его распределения по минеральным фазам, типам руд, горных пород и по месторождению почти всегда проводилась с помощью трудоемких лабораторных методов [3]. Даже собственные минералы этих элементов устанавливаются в рудах с трудом из-за мелкого размера выделений, низких содержаний и очень неравномерного распределения в горной массе (что заставляет изучать большие ее объемы), а также нередко из-за наличия у зерен минералов маскирующих пленок, «рубашек» и т.д. (особенно в окисленных рудах). Поэтому способы быстрого нахождения золота и серебра в больших массах проб в полевых или рудничных условиях с оценкой размеров, количества и характера распределения их выделений представляют несомненный практический интерес.

К настоящему времени найдено три способа создания ИЛП на золоте, один — на минералах серебра и по несколько — на минералах свинца, урана и сурьмы. При этом сознательно разрабатывались методики «мягкой» химической обработки, исклю-

чающей применение высокотоксичных, агрессивных или дорогостоящих реактивов, а также позволяющие проводить анализ в кусках пород и руд практически любого размера (в том числе зерна). Последнее обстоятельство существенно повышает экспрессность минералогического анализа и снижает его трудоемкость (как известно, в большинстве видов анализа значительная часть расходуемого времени приходится на пробоподготовку — дробление, истирание и др.). С другой стороны, а priori ясно, что точность анализа сильно зависит от представительности поверхности кусков и будет увеличиваться с уменьшением класса крупности. Особенно это важно для проб с самородным золотом, когда весьма высокое содержание может обеспечиваться наличием в пробе немногих золотинок.

Методика химической обработки золотосодержащих руд в общем виде выглядит так: куски породы смачиваются разбавленными растворами соответствующих реактивов и высушиваются, при этом в процессе высыхания пленки раствора золото с поверхности растворяется и входит в состав комплексных соединений, ярко светящихся в УФ-лучах. Наиболее эффективным по степени яркости люминесценции наведенного покрытия является способ создания тиомочевинного ИЛП [10], создаваемого обработкой руд водным раствором, содержащим 40—60 г/л тиокарбамида, 30—40 г/л FeCl_3 и HCl (до $\text{pH} = 3\text{--}5$). В результате обработки поверхность золотинок на высохших кусках оказывается покрытой тонкой (не более 15—20 мкм) корочкой кристалликов тиомочевины, содержащей Au -комплексы в форме твердого раствора. Исследования покрытий методами оже-спектроскопии и рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (выполнены Ю.В. Щегольковым в лаборатории прикладной минералогии ЦНИГРИ) показали, что в состав пленки входят серу-, хлор- и азотсодержащие группы с Au^+ , причем количественные соотношения между Cl , S , N варьируют. Это говорит о сложности состава покрытий и наличии в них целого ряда соединений. Корреляция содержаний S и Cl с Au на обработанных поверхностях золотинок подтверждена исследованиями последних на растровом электронном микроскопе, осна-

щенном микрозондовой приставкой с волновой дисперсией (рис. 1 и 2). Получаемое данным способом покрытие люминесцирует в УФ-лучах при комнатной температуре весьма интенсивно ярко-красным цветом; в спектрах фотолюминесценции (ФЛ) фиксируется одна полоса с максимумом в интервале 655—667 нм, полушириной 95—115 нм (подобные интервалы колебаний параметров очень невелики для полос, наблюдаемых обычно в спектрах люминесценции твердых веществ). Эффект установлен на нескольких сотнях золотинок гравитационной крупности, находящихся в составе руд разных минеральных типов (существенно кварцевых, кварцево-сульфидных, пирит-арсенопиритовых, полисульфидных руд месторождений Мурунтау, Ирокинда, Кубака, Зун-Холба, Васильковское, Майское, Дарасун и ряда других). С поверхности примерно 50 обработанных золотинок зарегистрированы спектры ФЛ и лазеролюминесценции (ЛЛ). Измерения производились на установке с монохроматором МДР-23, ФЭУ-100 и управлением от ПК класса IBM PC, при возбуждении люминесценции ртутно-кварцевой лампой ДРК-120 через светофильтр УФС-2 или азотными лазерами ЛГИ-505 и ЛГ-21 (с основной волной излучения 337,1 нм).

Для подтверждения химической природы получаемого покрытия были синтезированы препараты тиокарбамида с присадкой Au , получаемые как прямой кристаллизацией из раствора тиомочевины и HAuCl_4 , так и обработкой солянокислым раствором тиомочевины поверхностей спектрально-чистой золотой фольги и золото-серебряных сплавов. Кристаллы тиомочевины с Au , полученные прямой кристаллизацией, по своим люминесцентным характеристикам ничем не отличаются от выцветов, получаемых на поверхности металлического золота — природного и фольги. Обработка фольги тиомочевинной с HBr приводит к заметному ослаблению свечения, а при использовании HF люминесценция у покрытия отсутствует.

Обработка золото-серебряных сплавов показала, что ярко-красная ФЛ сохраняется при содержаниях золота до 30 % в сплаве (что соответствует формульному кюстелиту Ag_3Au), а при более низких содержаниях появляется ФЛ, соответствующая тиокарба-

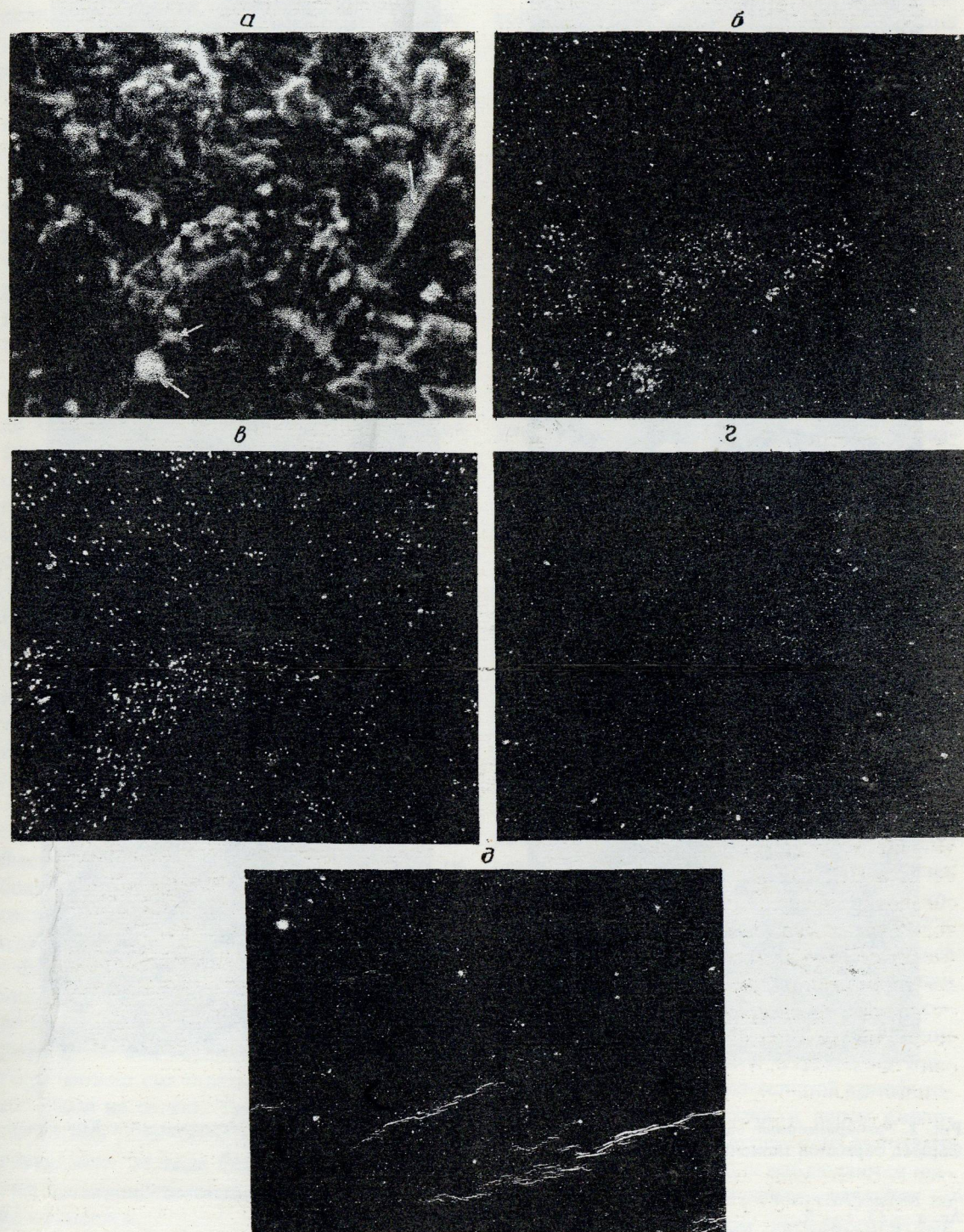


Рис. 1. Дисперсное золото в жильном кварце. Скол образца. Месторождение Дарасун. Образец обработан тиомочевинной и FeCl_3 . РЭМ. Ув. 3200.

a — изображение во вторичных электронах; изображения в характеристическом рентгеновском излучении: b — Au, c — Cl, d — Fe, e — S.

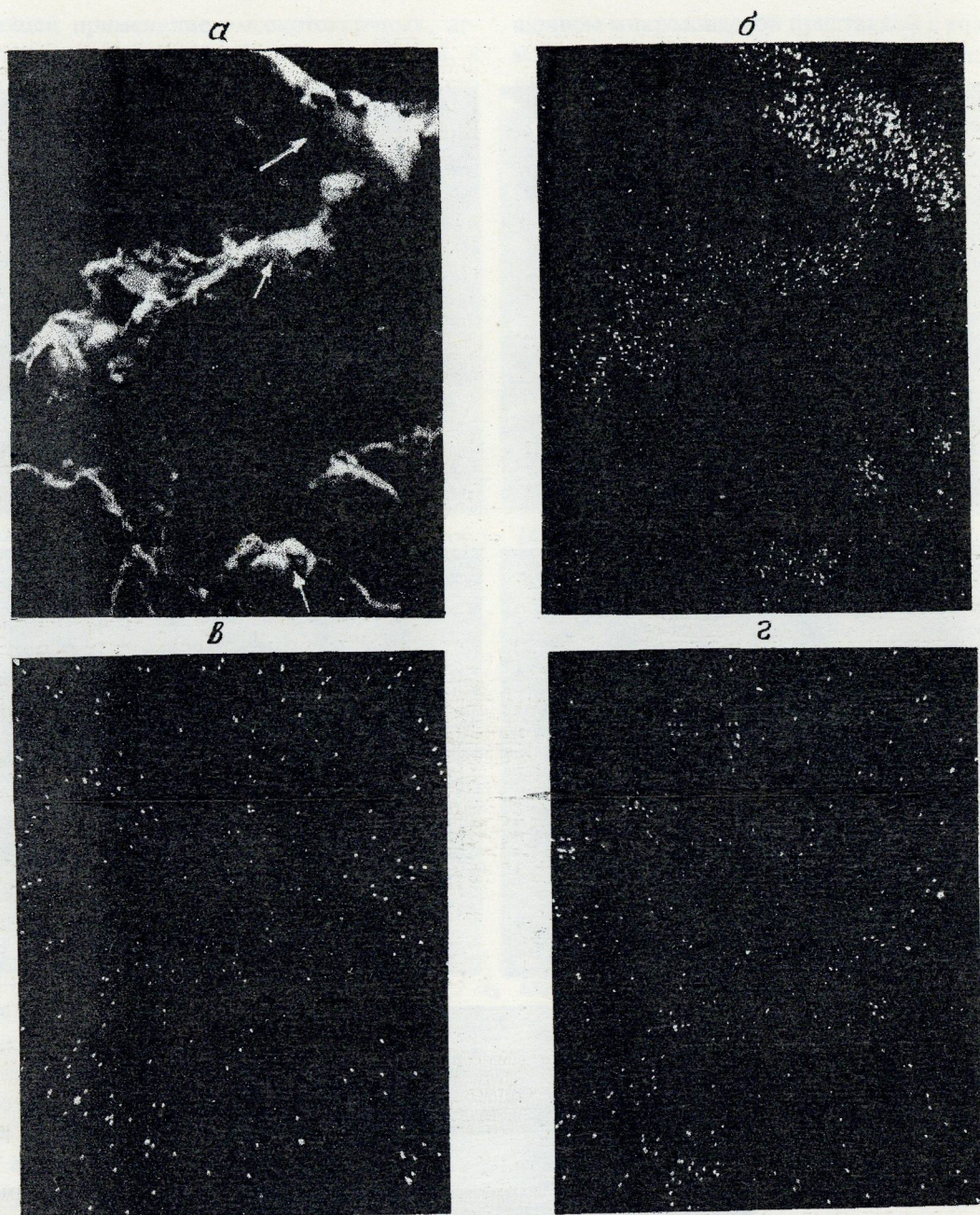


Рис. 2. Разноразмерные выделения самородного золота в кварце. Скол образца. Месторождение Коч-Булак. Образец обработан тиомочевинной и FeCl_3 . РЭМ. Ув. 3000.

a — изображение во вторичных электронах; изображения в характеристическом рентгеновском излучении: b — Au, v — Cl, z — S.

мидным комплексам серебра (слабое зеленовато-желтое свечение; зафиксировано и при тиомочевинной обработке чистого серебра и некоторых серебряных минералов). На спектральные характеристики ФЛ проба золота не влияет, следовательно, для уста-

новления последней данная методика не годится. То же отмечено для природных золотин, среди которых, судя по данным рудной микроскопии, попадались и высокосеребристые, вплоть до электрума (месторождение Кубака).

Таким образом, весь комплекс проведенных исследований позволяет утверждать, что в процессе указанной обработки на поверхности золотин образуется люминесцирующий хлор-карбамидный комплекс типа $\text{AuCl} \cdot [\text{SC}(\text{NH}_2)_2]$. Существование подобных соединений золота хорошо известно [8, 17], и на их образовании основано тиомочевинное выщелачивание золота из руд [18]. В отличие от применяемой нами, такая обработка проводится в очень жестком режиме (горячим крепким сильноокислым раствором длительное время), что приводит к почти полному растворению золота.

Нахождение Au-комплексов в форме твердого раствора в кристаллах тиокарбамида (т. е., по существу, Au^+ в изоморфной форме) подтверждается почти параболической зависимостью интенсивности ФЛ препарата, полученного прямой кристаллизацией, от количества введенного в него золота (интервал содержаний — 0,01—5 % вес. Au, всего синтезировано 15 препаратов). Подобная зависимость, отражающая концентрационное тушение люминесценции и приводящая к замедлению роста интенсивности ФЛ с ростом содержания примеси-активатора, вообще характерна для веществ с изоморфно-примесной природой люминесценции [5].

Получаемое ИЛП на золоте обладает очень характерной и яркой ФЛ и позволяет быстро находить золотины на поверхности больших кусков (весом до нескольких кг), срезов, в протолочках и т.д. Время анализа одного куска с химобработкой, осмотром в УФ-лучах, подсчетом количества золотин и приблизительным определением их размера не превышает 10—15 минут (при поточной работе, так как образцы в больших количествах можно смачивать и высушивать уложенными на сетке). Тиомочевинное покрытие весьма устойчиво, сохраняется в течение нескольких месяцев без заметного ослабления яркости свечения, не гигроскопично и не осыпается.

Другие способы основаны на создании на поверхности золота его роданистых соединений. Обработка золота щелочным ($\text{pH} = 9\text{--}10$) раствором KCNS или NH_4CNS (30—40 г/л) и красной кровяной соли $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$, являющейся сильным окислителем в щелочной среде, приводит к созда-

нию пленки с интенсивной желто-оранжевой ФЛ, по-видимому, комплексов типа $\text{K}[\text{Au}(\text{CNS})_4]$ (детально не исследовались). В спектрах ФЛ этого покрытия при возбуждении ртутно-кварцевыми и ксеноновыми лампами или же азотными лазерами наблюдаются полосы с максимумом в интервале 590—660 нм и полушириной 130—150 нм. При использовании в качестве окислителя перекиси водорода образуется покрытие на золоте с ярко-зеленой ФЛ (максимум в интервале 480—490 нм), состоящее, по-видимому, из роданид-гидроксидных комплексов золота. Выпаривание раствора KCNS и KAuCl_4 дает препарат, аналогичный по люминесцентным свойствам покрытию, получаемому на поверхности фольги и природных золотин. Роданистые покрытия на золоте менее устойчивы по сравнению с тиокарбамидными, но все же сохраняются в течение нескольких недель, и их можно создавать в тех случаях, когда желательна обработка проб в щелочной среде (например, при обилии карбонатов в породе).

Декорирование самородного серебра и его минералов (выполненное для пираргирита, аргентита и акантита) по химизму более просто: куски породы с этими минералами смачиваются слабоокислым раствором FeCl_3 (40—60 г/л, $\text{pH} = 3\text{--}5$, время обработки — несколько часов), в результате чего их поверхность покрывается пленкой малорастворимого AgCl . Как было известно ранее [9], галогениды серебра обладают очень яркой зеленой до желто-зеленой ФЛ при 77°K (после охлаждения в жидком азоте) и менее яркой — при комнатной температуре при лазерном возбуждении. Например, обработка кварц-пиритовых руд с пираргиритом месторождения Таежного (Приморье) привела к интенсивной ярко-зеленой криофотолюминесценции поверхности зерен пираргирита и вторичного дисперсного акантита; в спектрах КФЛ образцов наблюдаются широкие полосы излучения с максимумами на 550—570 нм. В целом люминесцентные свойства покрытий соответствуют таковым как искусственных [11], так и природных галогенидов серебра. Некоторое уширение полос ФЛ-покрытий можно объяснить их большей дефектностью и рыхлостью структуры по сравнению с лучше окристаллизованными выделениями природного керарги-

рита и эмболита: изучение покрытий на растровом электронном микроскопе показало их глобулярно-скрытокристаллическую структуру.

Эффект проявляется и при обработке поверхности сульфидов — блеклых руд, галенита и халькопирита — содержащих обычно сотни граммов на тонну серебра, нередко и больше (особенно тетраэдрит [12, 13]). Например, изучение около 20 образцов тетраэдрита из различных месторождений (Ак-Джилга, Таджикистан; 2-Советский рудник, Приморье; Коч-Булак, Узбекистан и др.) показало, что все они дают по ФЛ тест на серебро, причем на срезах крупных выделений минерала и ассоциирующего с ним халькопирита или галенита (площадью до 20 см²) и в протолочках по яркости покрытия хорошо видна неравномерность распределения серебра. Получаемая картина сходна с радиографической. Имея серию эталонных образцов сравнения, с помощью люминесценции можно в полевых условиях проводить анализ серебросодержащих минералов поинтервально и выяснять характер распределения серебра в горной массе. При этом порог его обнаружения в блеклых рудах составляет не менее 220 г/т (минимальное содержание серебра в изученных нами образцах). Для этой группы также можно предложить методику полевой люминесцентной диагностики их сурьмянистых разновидностей, так как минералы сурьмы дают с тиомочевинной соединения с характерной оранжевой ФЛ. Ход анализа аналогичен таковому для золотосодержащих руд, но требует большего времени химической обработки. Воздействие на сурьмяные минералы солянокислых растворов перекиси водорода или персульфата калия приводит к возникновению фаз, обладающих желто-оранжевой ФЛ, характерной для оксидов сурьмы [19].

Минералы свинца также дают ряд диагностических ИЛП. Так, обработка малосеребристого галенита раствором $\text{HCl} + \text{H}_2\text{O}_2$ покрывает его труднорастворимой пленкой с лимонно-желтым свечением (полосы в диапазоне 560—570 нм), аналогичным ФЛ осажденного из раствора PbCl_2 . На оже-спектрах полученного покрытия отмечены пики хлора с тонкой структурой, присущей двухлористому свинцу. Подобная желтая

люминесценция известна для природных галогенидов свинца — котуннита и лаурионита [9]. Свинец дает люминесцирующие комплексы и с тиомочевинной (при обработке минералов ее раствором, содержащим также соляную или серную кислоту), причем взаимодействие раствора с крупнокристаллическим галенитом протекает очень медленно. Сульфосоли свинца, обычно мелкокристаллические, и его гипергенные минералы (церуссит и свинцовые охры), находящиеся в дисперсном виде, взаимодействуют довольно активно и покрываются ярко светящимися пленками (ФЛ и ИЛП зеленого до желто-зеленого цвета с полосами в диапазоне 540—560 нм и полушириной 50—60 нм).

Определенный интерес может представлять искусственно наведенная люминесценция на урановых минералах. При обработке урановых черней раствором окислителя (H_2O_2 , пероксиды) и фосфата натрия возникают фазы с характерным для фосфатов уранила (Na- и H-отенита) ярким желто-зеленым свечением [2]. Так как при радиографии фиксируется лишь само наличие радиоактивных минералов, то в полевых условиях может быть полезной экспресс-методика, позволяющая визуализировать оксидные минералы урана в больших кусках или объемных пробах породы. При этом проба должна быть предварительно рассмотрена в УФ-лучах для проверки присутствия в ней природных гипергенных минералов уранила.

Возвращаясь к практическому использованию метода ИЛП для полевого и лабораторного изучения золотосодержащих руд, отметим, что покусковой анализ пригоден скорее всего лишь для интервальной оценки порядка содержаний золота в кусках. Так, покусковой атомно-абсорбционный и фотометрический анализы руд месторождения Дарасун показали, что содержания золота в технологической пробе из ста кусков весом 40—50 г варьирует в пределах 0,1—3500 г/т. Такая контрастность содержаний отражает особенности строения месторождения, наличие в нем рудных столбов, гнезд и бонанцев, выявление которых весьма важно в процессе разведки и отработки месторождений [6, 16]. Проведенный на той же пробе люминесцентный анализ также выявил высокую контрастность, причем были отмече-

ны куски с явно большими и ураганными содержаниями (наличие золотин гравитационной крупности и их скоплений). Содержания золота в таких кусках оказались свыше 25 г/т (порядка 30 кусков существенно сульфидного состава). Около 20 кусков, не давших тест на золото, показали содержания 0,1—5,5 г/т; остальные, в которых по ФЛ тиомочевинных комплексов были отмечены отдельные мелкие золотины, содержали по 1—25 г/т золота. Несмотря на приблизительную оценку содержаний, методика массового просмотра кусковых проб отличается высокой экспрессностью и технической простотой и может быть полезной при поисках и разведке месторождений для выявления рудных интервалов в кернах, для оконтуривания богатых залежей и рудных столбов и т.д.

Большая точность достигается при анализе протокочек, в которых золотины вскрыты полнее. Например, люминесцентным анализом в березит-лиственитовой руде месторождения Новогоднее, Сев. Урал (фракция $-1 + 0,5$ мм, навеска 50 г) выявлено несколько золотин размером 50—100 мкм. Измерение их размера под бинокляром с УФ-подсветкой и последующий пересчет дали содержание золота в пробе 6—7 г/т; пробирный анализ той же пробы (выполнен в ЦНИГРИ) показал содержание золота в 9 г/т. Небольшое расхождение, по-видимому, обусловлено неполным вскрытием золотин и погрешностями пробоподготовки и анализа. Возможно также, что некоторое количество золота данной пробы находится в эмульсионной форме в пирите. Заметим, что время ФЛ-анализа с пересчетом составило порядка 40 минут, а расходы материалов и электроэнергии при данной методике очень малы.

Практически чрезвычайно важна задача установления дисперсного (оптически невидимого) золота в минералах-носителях. Исследования в этом направлении только начаты. Например, удается фиксировать в рудах наличие золота, принадлежащего к типу так называемого «нового золота» [1]. В образцах кавернозного сильно ожелезненного кварца из пустот в кварцевых жилах месторождения Ирокинда (Бурятия) были найдены участки, дающие после тиомочевинной обработки интенсивную красную

ФЛ и спектры ФЛ, соответствующие Аи-комплексу. Просмотр образцов под бинокляром показал присутствие в них губчатого кварца, покрытого агрегатами гидроксидов железа и марганца, церуссита и других гипергенных минералов, но отсутствие видимого золота, при том, что содержание последнего в кусках составляло до 75 г/т. Изучение же образцов с помощью растровой и просвечивающей электронной микроскопии позволило установить многочисленные выделения каемчатого (пленочного) золота на кварце и гетите, аналогичные описанным Р.А.Амосовым с соавторами [1]. Величина таких островковых пленок золота, диагностика которых проведена с помощью микродифракции, составляла 0,1—15 мкм (рис. 3), толщина — менее 0,1 мкм. Обилие подобных образований, несмотря на их малые размеры, и вызвало весьма интенсивную люминесценцию поверхности образцов.

Отчетливый тест ФЛ Аи-тиокарбамидных комплексов получен на срезах выделений халькопирита из месторождения Тасевское (Забайкалье) и арсенопирита из месторождения Васильковское (С. Казахстан) с неравномерным распределением яркости свечения по площади образцов и характерными полосами в спектрах ФЛ. При этом изучение образцов в шлифах не показало присутствие в них оптически видимого золота. Исследования халькопирита, содержащего 3,8 г/т золота, методами электронной микроскопии не позволили выявить в нем и частиц золота субмикронных размеров. Такие же результаты люминесцентного и вещественного изучения получены для образца халькопирита из Дарасуна (35 г/т золота). Это позволяет сделать вывод о том, что золото находится в исследованных минералах в чрезвычайно высокодисперсной форме, возможно в химически связанном виде (что установлено для арсенопирита, халькопирита и пирротина рядом исследователей [7, 14, 15]). В процессе химической обработки золото извлекается из матрицы и связывается в прочные люминесцирующие комплексы, интенсивность ФЛ которых в высвете на поверхности образцов коррелирует с содержанием золота в подложке.

Таким образом, предложенные методы создания искусственных люминесцирующих покрытий, основанные на «мягкой» химиче-



Рис. 3. Уплотненное каемчатое выделение самородного золота в кварце. Месторождение Ирокинда, Бурятия. ПЭМ. Угольная реплика. Ув. 8000.

Округлое черное — извлеченное на реплику золото, сплавленное под действием электронного пучка.

ской обработке первично нелюминесцирующих минералов, позволяют существенно расширить область применения люминесцентных методов; прежде всего это относится к изучению золото- и серебросодержащих руд.

Конкретные методики создания ИЛП на самородном золоте и серебросодержащих минералах позволяют проводить полевую экспресс-диагностику последних с оценкой содержания металла и его распределения в пробе, а также в некоторых случаях выявлять эмульсионное золото в сульфидах; эти же методики позволяют разработать способы кусковой радиометрической сепарации золото- и серебросодержащих руд по прямому признаку.

Возможно применение метода ИЛП для диагностики минералов урана, свинца и сурьмы. Весьма важной была бы разработка методик создания ИЛП на платиновых металлах, особенно позволяющих проводить индивидуальную диагностику самородной платины, осмистого иридия и других минералов этой группы.

Авторы выражают благодарность сотруднику ЦНИГРИ Ю.В.Щеголькову за исследования, выполненные методами оптической спектроскопии и РФЭС, а также сотруднице ВИМСа Г.Н.Авдеевой — за химико-аналитические исследования.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 95-05-14228).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Чувикина Н.Г., Алышева Э.И., Мещанкина В.И. О первой находке островковых плеток самородного золота. //ДАН СССР. 1978. Т. 230. № 1. С. 185—188.
2. Горобец Б.С. Спектры люминесценции минералов. — М.: Изд-во Мингео СССР, 1981.
3. Зеленов В.И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. — М.: Недра, 1989.
4. Комовский Г.Ф., Ложникова О.И. Люминесцентный анализ при изучении руд и минералов. — М.: Гостехиздат, 1954.
5. Левишин Л.В., Салецкий А.Н. Люминесценция и ее измерения. — М.: Изд-во МГУ, 1989.
6. Матвеев В.Н., Жаутиков Т.М., Рехин В.Б. Условия образования и значение бонанцевых руд-

- ных столбов в оценке золоторудных объектов //Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1991. С. 9.
7. Миронов А.Г., Гелетий В.Ф. Экспериментальное исследование распределения золота в сульфидах // ДАН СССР. 1979. Т. 247. С. 194—197.
 8. Паддефет Р. Химия золота. — М.: Мир, 1982.
 9. Поисковое значение люминесценции природных галогенидов серебра. Авторы: М.Л.Гафт, Н.В.Скоробогатова, В.В.Морошкин и др. //Минер. журн. 1989. № 11. С. 58—63.
 10. Применение люминесценции минералов при возбуждении лазером для крупнокусковой сепарации руд. Авторы: М.Л.Гафт, В.А.Рассулов, Э.Г.Литвинцев и др. //Информ. сб. ВИЭМС. — М.: Изд-во Мингео СССР. 1989. № 11. С. 39—53.
 11. Соболев В.В. Зоны и экситоны галогенидов металлов. — Кишинев: Штиинца, 1987.
 12. Спиридонов Э.М. О видах и разновидностях блеклых руд и рациональной номенклатуре минералов группы //Новые данные о минералах. — М.: Наука, 1985. Вып. 32. С. 128—146.
 13. Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В. и др. Минералы благородных металлов. Справочник. — М.: Недра, 1986.
 14. Cabry L., Stephen L. et al. The nature of invisible gold in arsenopyrite //Can. Min. 1989. V. 27. № 3 P. 353—362.
 15. Cook N.I., Chryssoulis S.L. Concentrations of "invisible gold" in the common sulfides //Can. Min. 1990. V. 28. № 1. P. 1—16.
 16. Hennessy I.A. Improving ore reserve estimates for precious metals projects / "Small Mines Dev. Precious Metals", Zittleton Colo, 1987. P. 51—55.
 17. Housecroft C.E. Gold //Coord. Chem. Rev. 1992. V. 115. P. 117—140.
 18. Murthy D.S.R. Microbially enhanced thiourea leaching of gold and silver from lead—zinc sulphides flotation tailings //Hydrometallurgy. 1990. V. 25. № 1. P. 51—60.
 19. Robbins M. Fluorescence. - Arizona, Phoenix. 1994.

V.V. Moroshkin, V.T. Dubinchuk, V.V. Ruzhitsky, S.V. Baturin

A TECHNIQUE OF MANUFACTURED LUMINESCENT COATINGS (MLC): A NEW LINE IN THE FLUORESCENCE ANALYSIS OF MINERALS AND ORES

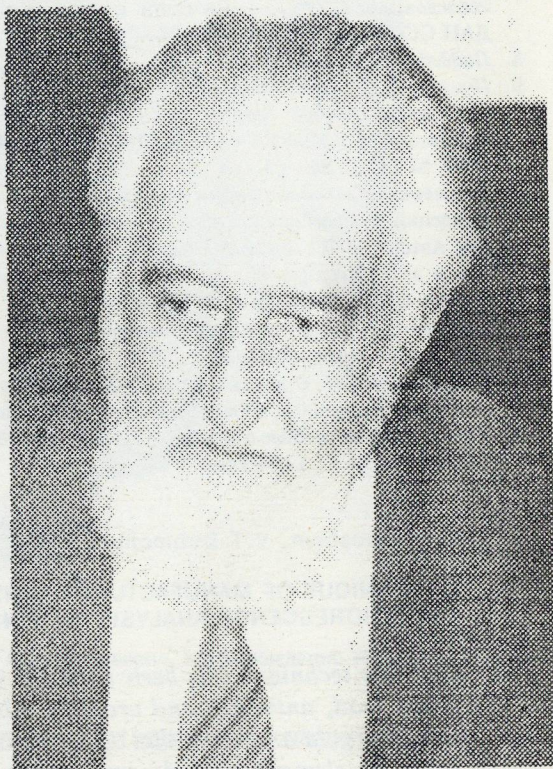
The new technique has been used for fluorescence diagnostics of native gold and silver, lead, antimony and uranium minerals. The method appears to be useful for detecting gold and silver that occur in dispersed forms. The results have been verified using the element analysis, transmission and scanning electron microscopy, optical microscopy and synthesis of Au and Ag compounds. The proposed technique is simple and appears to be good for use in field tests.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



ГЕОРГИЮ ПАВЛОВИЧУ ВОЛАРОВИЧУ — доктору геолого-минералогических наук, профессору, почетному академику Международной Академии минеральных ресурсов, заслуженному деятелю науки и техники Российской Федерации — исполнилось девяносто лет.

По окончании в 1930 г. Ленинградского горного института Г.П.Воларович работал начальником поисковых и геолого-съемочных партий Дальневосточного геолуправления, а с 1935 г. — старшим научным сотрудником Дальневосточного филиала АН СССР. В результате проведенных им поисковых работ в этом регионе были открыты месторождения свинца, цинка, золота и олова, в т.ч. группа оловорудных месторождений Кавалеровского (Лифудзинского) района. Открытие и исследование оловорудных месторождений на Дальнем Востоке в 1946 г. было отмечено присуждением Г.П.Воларовичу Государственной премии СССР. Организованные им исследования золотоносности некоторых районов юга Дальнего Востока привели к открытию россыпных месторождений золота, а впоследствии и Токурского золоторудного месторождения. С 1941 г. по 1946 г. Г.П.Воларович руководил отделом перспективных разведок треста «Золоторазведка». Итогом этой работы явилась «Карта золотоносных районов СССР», на которой были выделены перспективные площади, где вскоре были открыты новые месторождения.



Работая в НИГРИЗолото (впоследствии ЦНИГРИ) руководителем Геологического сектора и Поискового отдела, Г.П.Воларович составил первую «Карту золотоносности и платиноносности СССР м-ба 1:1 000 000». За эту работу ему в 1950 г. была присуждена вторая Государственная премия СССР. В последующие годы Георгий Павлович занимался изучением закономерностей размещения золотоносных районов. По его инициативе в 60-х годах были развернуты поиски золотых и золото-серебряных месторождений в областях мезо-кайнозойского вулканизма на востоке страны. Его рекомендации по развитию геологоразведочных работ на рудное золото в этих районах привели к открытию крупных и богатых месторождений золота и серебра в Приамурье и Примагданье, на Чукотке и Камчатке. С 1971 г. Г.П.Воларович — заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе. Он руководил исследованиями по геологии и металлогении благородных металлов важнейших регионов страны, в качестве куратора Мингео СССР по золоту координировал деятельность научно-исследовательских и производственных организаций. По инициативе Г.П.Воларовича и под его руководством подготовлены и изданы методические руководства и инструкции, которые широко используются в практике геологоразведочной службы; он автор более 200 научных работ. Особое внимание Г.П.Воларович уделяет подготовке научных кадров: более пятидесяти его учеников стали докторами и кандидатами наук.

Г.П.Воларович — автор научно-популярных и мемуарных книг, брошюр и статей, среди которых наиболее широко известны «Цветные камни Подмосквья» и «Наука — золоту», отражающие широту диапазона его творческих интересов.

Следует особо отметить неиссякаемый оптимизм Георгия Павловича, его доброжелательность и объективность.

Сердечно поздравляем Георгия Павловича с юбилеем и желаем ему доброго здоровья.

АННА ПАНТЕЛЕЕВНА ШАПИРО — старший научный сотрудник, кандидат технических наук — начала свою трудовую деятельность в 1950 г. на металлургическом заводе, а затем в ЦНИИОлово. С 1955 года и по настоящее время она успешно работает в ЦНИГРИ. Разработанная А.П.Шапиро новая технология переработки нефтеносных титановых песчаников, успешно внедренная в производство, стала основой ее кандидатской диссертации.

Анной Пантелеевной внесен существенный вклад в развитие новых технологий, в числе которых новый способ извлечения золота из пиритных огарков, усовершенствование способов флотации полиметаллических руд с помощью новых реагентов и многие другие.

В течение 10 лет руководя лабораторией экономической оценки технологических схем переработки руд и песков, А.П.Шапиро принимала деятельное участие в геолого-экономической оценке алмазных месторождений.

Анна Пантелеевна Шапиро — автор более 100 научных работ, из которых 54 опубликованы. На ее счету 6 изобретений, защищенных авторскими свидетельствами.

Заслуги А.П.Шапиро перед наукой и производством отмечены медалью «За доблестный труд» и Знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Анну Пантелеевну с юбилеем, желаем ей доброго здоровья, счастья и новых творческих успехов.



ВИКТОРИЯ ПЕТРОВНА ИВАНОВСКАЯ — кандидат технических наук, заведующая лабораторией обогащения комплексных руд.

Виктория Петровна работает в ЦНИГРИ с 1959 г. после окончания Московского института цветных металлов и золота.

При непосредственном руководстве В.П.Ивановской в рамках Общегосударственной программы исследований и использования минеральных ресурсов Мирового Океана обосновано и развито новое направление освоения железо-марганцевых конкреций. Разработана комбинированная схема, обеспечивающая комплексное использование руд и охрану окружающей среды, которая была отмечена премией на Международном конкурсе технологий переработки океанических железомарганцевых руд.

В.П.Ивановская руководит работами по изучению технологических свойств океанических сульфидных руд.

В.П.Ивановская — автор более 100 научных работ, 8 изобретений, она награждена Орденом Трудового Красного Знамени, Знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Викторину Петровну с днем рождения, желаем ей здоровья, неиссякаемой энергии и дальнейших творческих успехов.



Вот уже и семьдесят **БОРИСУ ПЕТРОВИЧУ МАКАРОВУ**, которого в ЦНИГРИ знают все. Без малого полвека назад, осенью 50-го, споров с форменной тужурки контрпогоны столичного горного института, худющий коренной москвич молодой инженер-электромеханик робко переступил порог конструкторской группы, да так и остался в ЦНИГРИ.

В нашем институте он приобрел новых наставников-учителей и многочисленных друзей-коллег, необходимые геологические знания и научно-производственный опыт буровика, умение работать и ладить с людьми. Здесь ярко проявились его творческие способности, конструкторская жилка, организационный талант руководителя.

Много лет он посвятил разработке принципиально нового способа бурения скважин большого диаметра на золотоносных россыпях и в результате упорного труда по созданию технических средств и технологий защитил кандидатскую диссертацию. Это событие совпало с другим знаменательным для всех «технарей» явлением — в апреле 1969 года Борис Петрович на 20 лет занял кресло заместителя директора по науке.

За эти годы он вырос до крупного в масштабах страны специалиста в области техники разведки, возглавляя отраслевые и общесоюзные научно-технические программы и задания. Его личный вклад в технические разработки института отмечен премиями Совета Министров СССР и Министерства геологии СССР.

Б.П.Макаров — автор многих десятков опубликованных работ и 22 изобретений.

Немало добрых дел свершил он как многолетний председатель месткома ЦНИГРИ и член ЦК отраслевого профсоюза.

Многогранная плодотворная деятельность Бориса Петровича отмечена орденом Трудового Красного Знамени, медалью «За доблестный труд», знаками «Отличник разведки недр», «Изобретатель СССР», «Ветеран труда», «Почетный разведчик недр», «Почетный донор СССР» и «Отличник гражданской обороны».

Поздравляя Бориса Петровича со славным юбилеем, желаем ему крепкого здоровья и долголетия, счастья и благополучия, новых творческих успехов и жизненных удач!

ИГОРЬ АЛЕКСЕЕВИЧ КАРПЕНКО начал свою геологическую деятельность в 1961 г. в Сосновской Экспедиции Первого Главного геологоразведочного управления Мингео СССР.

За 10 лет работы в экспедиции при активном участии И.А.Карпенко и под его руководством в короткие сроки были разведаны шесть урановых месторождений в Стрельцовском районе, на базе которых построен и функционирует единственный в России Приаргунский горнохимический комбинат.

С 1971 г., работая в производственно-геологическом отделе Первого Главного геологоразведочного управления Мингео СССР в должности заместителя начальника, И.А.Карпенко осуществлял методическое руководство и организацию геологоразведочных работ на урановых месторождениях, подготовку материалов ТЭО и подсчета запасов, утверждение их в ГКЗ СССР. Вместе с другими специалистами он активно участвовал в разработке методики разведки, подсчета запасов месторождений урана для отработки способом подземного выщелачивания.

С 1976 г. по 1992 г. И.А.Карпенко как заместитель начальника отдела металлов ГКЗ СССР осуществил экспертизу подсчета запасов многих месторождений черных, цветных, редких, радиоактивных, благородных металлов и алмазов. Совместно с рядом ведущих специалистов страны участвовал в разработке Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, Инструкций по ее применению для рудных месторождений — документов, являющихся основой геологической оценки и подсчета запасов месторождений.

С 1992 г. работает в ЦНИГРИ, продолжая исследования в области методики геолого-экономической оценки месторождений, разработки требований к современной классификации запасов и системе лицензирования. Под его руководством выполнена геолого-экономическая оценка месторождений золота Кючюс, Зун-Холбинского, Зун-Оспинского, Кедровского, ряда россыпей золота в Кузнецкой области и Бурятии, полиметаллических месторождений Озерного и Назаровского, осуществлена переоценка минерально-сырьевой базы месторождений меди, никеля, свинца и цинка России.

Ряд вопросов методики разведки, подсчета запасов, требований к геологической изученности месторождений изложены И.А.Карпенко в специальных закрытых и открытых публикациях, монографии «Экспертиза подсчета запасов рудных месторождений».

Производственные и научные достижения И.А.Карпенко отмечены орденом «Трудового Красного Знамени» и медалью «За доблестный труд», он трижды награждался знаком «Отличник разведки недр».

Своей энергией, настойчивостью, требовательностью к себе и коллегам, высокой ответственностью за дело, глубокими и разносторонними знаниями Игорь Алексеевич Карпенко заслужил глубокое уважение широкой геологической общественности страны.

Коллеги и друзья сердечно поздравляют Игоря Алексеевича с шестидесятилетием, желают ему счастья, крепкого здоровья и творческой активности.

ИГОРЬ НИКОЛАЕВИЧ ЗАСУХИН — известный специалист в области охраны труда и техники безопасности — подошел к своему шестидесятилетнему юбилею, отдав почти сорок лет добросовестному служению любимому делу. Вся его творческая жизнь после окончания Московского горного института связана с ЦНИГРИ.

Возглавив в 1976 году отдел по охране труда, который стал ведущим в отрасли, И.Н.Засухин обеспечил эффективную разработку и координацию ряда научно-технических программ. Эти исследования поставили на системную основу работу по охране труда, позволили создать нормативно-правовую базу, разработать и внедрить ряд технических средств по безопасности труда, что способствовало существенному снижению уровня травматизма на геологоразведочных работах.

Специалист высокой квалификации, исследователь и экспериментатор, Игорь Николаевич за эти годы выполнил ряд актуальных научных исследований по разработке аппаратуры и приборов по контролю за атмосферой в горных выработках. Под его

руководством была разработана и введена в эксплуатацию автоматизированная система управления проветриванием подземных горных выработок на Дегтярском руднике, элементы которой реализованы также на рудниках «Висмута» в Германии, создан пакет контролирующе-обучающих компьютерных программ по системе управления охраной труда в организациях и на предприятиях отрасли.

И.Н.Засухин — заслуженный изобретатель, автор более 250 научных работ и 50 патентов и авторских свидетельств, кавалер ордена «Знак почета», лауреат премии им. Бородаевских, обладатель Многих отраслевых наград и медалей ВДНХ — находится в расцвете творческих сил.

Многие годы он возглавлял профсоюзный комитет ЦНИГРИ, снискав заслуженное уважение и признание сотрудников института.

Желаем Игорю Николаевичу здоровья, благополучия и новых творческих свершений.

ВЛАДИМИРУ ИЛЬИЧУ КОЧНЕВУ-ПЕРВУХОВУ — кандидату геолого-минералогических наук, видному специалисту в области геологии медно-никелевых месторождений, исполняется 60 лет.

Владимир Ильич начал свою производственную деятельность в должности геолога Аллареченской партии СЗТГУ, где детально изучал медно-никелевые месторождения Аллареченского и Печенгского районов. Накопленные знания он с успехом использовал в своей научной деятельности в Институте Геологии Карельского ФАН СССР, где продолжал исследование ультраосновного магматизма и связанного с ним медно-никелевого оруденения.

В 1971 г. в ЦНИГРИ Владимир Ильич руководил научными работами по региональному и локальному прогнозу медно-никелевых месторождений Карело-Кольского региона. Им вместе с коллегами решен ряд важных научных и практических задач, касающихся формационного расчленения никеленосных комплексов, оценки перспектив глубоких горизонтов Печенгского рудного поля, выявления нового и перспективного для региона коматитового формационного типа медно-никелевых месторождений. Итоги этих исследований широко использовались при планировании геологоразведочных работ.

В последние годы научные интересы В.И.Кочнева-Первухова сосредоточены на изучении платиноносности базит-гипербазитовых комплексов и составлении карт коренной и россыпной платиноносности России.

В.И.Кочнев-Первухов — автор более 70 работ, в том числе 4 монографий и ряда методических рекомендаций.

Поздравляя Владимира Ильича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья и успехов в его творческой деятельности.



ЦНИГРИ

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

ВНИМАНИЮ РУКОВОДИТЕЛЕЙ ПРЕДПРИЯТИЙ, СЛУЖБ ОХРАНЫ ТРУДА !

В ЦНИГРИ подготовлены «Методические указания по определению условий труда в цехах, лабораториях и на объектах геологоразведочных работ», предназначенные для геологоразведочных организаций и предприятий. «Методические указания...» являются основой для решения вопросов охраны труда по:

- количественной оценке условий труда в рабочей зоне;
- проведению аттестации рабочих мест по условиям труда;
- анализу эффективности и планирования мероприятий по снижению риска профзаболеваний и травматизма;
- предоставлению льгот работникам, занятым на рабочих местах с неблагоприятными условиями труда.

Заказы направлять по адресу: 113545, Москва, Варшавское шоссе 129«Б», ЦНИГРИ.

Телефон: (095) 315-28-83
Факс: (095) 315-27-01

Технический редактор Н. П. Кудрявцева
Редакция: Н. И. Назарова, А.Э.Седельникова, Е.В.Розова

Сдано в набор
15.04.97
Подписано в печать
14.05.97
Тираж 250 экз.

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

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



ЦНИГРИ

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

ОПЕРАТИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ЦНИГРИ проводит оперативную технологическую оценку золотосодержащих руд, песков и техногенного сырья с выполнением следующего комплекса исследований:

спектральный полуколичественный, полный химический, пробирный и минералогический анализы исходного сырья;

фазовые анализы благородных металлов в исходном сырье и технологических продуктах;

определение показателей измельчаемости руд;

разработка технологии (вариантов технологий) извлечения золота и других полезных компонентов из руд и песков;

оценка качества продуктов обогащения с рекомендациями по дальнейшей переработке.

В процессе проведения технологических исследований используются методы:

гравитационного обогащения;

центробежной и магнитной сепарации;

флотации;

цианирования;

бактериального выщелачивания;

кучного выщелачивания и др.

При небольших сроках выполнения работ (2–3 месяца) обеспечивается изучение вещественного состава и комплексная технологическая оценка сырья по нескольким вариантам схем переработки с получением технологических показателей и параметров, необходимых для составления технологических регламентов, выполнения технико-экономических расчетов и проектных работ.

Особое внимание уделяется разработке экологически безопасных безреагентных схем глубокого гравитационного обогащения на основе применения современного отечественного и зарубежного оборудования.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 113-68-22
Факс: (095) 113-68-22, 315-27-01