

РУДЫ

И

МЕТАЛЛЫ



3/1995



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЛЕКС ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ УСКОРЕННЫХ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И РОССЫПЯХ

ЦНИГРИ разработан эффективный комплекс экспрессного прогноза и поисков золота в корях выветривания и связанных с ними россыпях, позволяющий последовательно сужать площади опоскования до выявления промышленно золотоносных участков.

Отработка этих типов месторождений золота характеризуется высокой экономической эффективностью в связи с возможностью быстрого освоения их при сравнительно небольших капиталовложениях.

Комплекс состоит из ряда методов, специализированных на поиски золота: геолого-геоморфологических (структурно-формационный, металлогенический, шлиховой, структурно-геоморфологический), геофизических (частотных электромагнитных зондирований, измерений электромагнитных полей промышленной частоты, вызванной поляризации и магниторазведки), минералого-геохимических (определение окорудных, метасоматических, минералогических, геохимических ореолов рассеяния рудогенных элементов, легкоподвижных ионов и потенциалов).

Картируются последовательно от масштабов 1:200000 до 1:2000 эрозионно-структурные и денудационные депрессии в зонах разломов глубокого заложения, зоны карста, потенциально золотоносные отрезки палеодолин, линейно-площадные коры выветривания и карманы в них, элементы строения древнего погребенного рельефа (карстовые депрессии и воронки, погребенные долины, террассы), рудоносные участки и рудные тела в корях выветривания.

С помощью предлагаемого комплекса также проводится прогноз первичного золотого оруденения.

Применение комплекса позволяет значительно сократить объемы буровых работ.

Комплекс опробован на золотоносных корях выветривания и россыпях Северного Урала, Западной Сибири, на юго-востоке Якутии.

Вид реализации: ноу-хау, инжиниринг.

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

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

3/1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

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

Учредитель

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

Издается при участии

Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В. И. Смирнова

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Константиновский А. А.
Эволюция и консерватизм условий формирования россыпей в конгломератах докембрия и фанерозоя

4

Иванкин П. Ф.
Основные типы глубинной флюидизации земной коры и соотношения процессов петрорудогенеза, соле- и нефтеобразования

13

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Николаева Л. А., Пыцкая Е. А., Чижова И. А., Яблокова С. В.
Количественный анализ индикаторных признаков россыпного золота

20

Лихачев А. П., Кириков А. Д., Ли-Фату А. В.

24

Изотопия переходных элементов: новые возможности в геохимических исследованиях

Исламов Ф. И., Кряжев С. Г., Заир Н. М., Хачатрян Г. К., Васюта Ю. В., Васильева М. Е.

35

Применение ИК-спектроскопии для изучения кварца близповерхностных месторождений золота Средней Азии

Строение рудных месторождений

Мигачев И. Ф., Гирфанов М. М., Шишаков В. Б.

48

Меднопорфировое месторождение Песчанка

Константинов П. С., Старостин В. И.
Петрофизические условия локализации оруденения на золото-серебряном месторождении Дукат

59

Ворошилов В. Г.
Условия формирования Центрального золоторудного поля в гранитоидах (Кузнецкий Алатау)

69

Николаев В. И.
Основные черты геологии и генезиса урано-битумного месторождения Репьевка

Applied Metallogeny

Konstantinovskiy A. A.
Evolution and Conservatism of Placer Formation Conditions in Precambrian and Phanerozoic Conglomerates

Ivankin P. F.
Essential Types of Plutonic Fluidization of Lithosphere and Correlation of Ore-Petrogenesis, Salt and Oil Generation Processes

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

Nikolayeva L. A., Pytskaya Ye. A., Chizhova I. A., Yablokova S. V.
Quantitative Analysis of Placer Gold Indicators

Likhachev A. P., Kirikoq A. D., Li-Fatu A. V.

Isotopism of Transition Elements: New Potentialities for Use in Geochemical Exploration

Islamov F. I., Kryazhev S. G., Zairi N. M., Khachatryan G. K., Vasyuta Yu. V., Vasilyeva M. Ye.

Application of IR Spectroscopy to the Examination of Quartz from Near-Surface Gold Deposits of Central Asia

Structure of Ore Deposits

Migachev I. F., Girfanov M. M., Shishakov V. B.

The Peschanka Copper Porphyry Deposit

Konstantinov P. S., Starostin V. I.
Petrophysical Conditions Governing the Localization of Ore Mineralization at the Dukat Gold-Silver Deposit

Voroshilov V. G.
Formation Conditions of Granitoid-Hosted Tsentral'noye Gold Ore Field (Kuznetsky Alatau)

Nikolayev V. I.
Essential Geological and Genetic Features of the Repyovka Uranium-Bituminous Deposit

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Бондаренко А. Т. 90
Физические свойства кимберлитов и вмещающих их осадочных горных пород Зимнебержного алмазоносного поля

Алексеев В. Н., Орьеv В. А. 97
Буровая установка УБСР-25-2М и новый буровой инструмент для бурения скважин на россыпях

Комплексное использование минерального сырья

Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я., Зыков Ю. Е. 104
Платиноносность отвалов пород, убогих золотых руд, хвостов обогащения Бoko-Васильевского, Акжальского и Бакырчикского золоторудных полей Западной Калбы

Хроника 110

Новости, информация 111

Instrumentation and Technologies for Geological Prospecting

Bondarenko A. T.
Physical Properties of Kimberlites and Sedimentary Rocks Hosting Them in the Zimnerezhnoye Kimberlite Field

Alekseyev V. N., Oryev V. A.
УБСР-25-2М Drill Rig and New Drilling Tools for Placer Drilling

All-Round Utilization of Mineral Products

Korobeynikov A. F., Pshenichkin A. Ya., Zikov Yu. Ye.
Platinum Content in Rock Heaps, Low-Grade Gold Ores and Tailings of the Boko-Vasilyevskoye, Akzhalskoye and Bakyrchikskoye Gold Ore Fields, Zapadnaya Kalba

Chronicle

News, Information



ЭВОЛЮЦИЯ И КОНСЕРВАТИЗМ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ В КОНГЛОМЕРАТАХ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ

А. А. КОНСТАНТИНОВСКИЙ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Рассмотрены условия формирования и обстановки размещения металлоносных и алмазонасных конгломератов и их изменения в ходе геологической истории. Установлена связь эволюции источников россыпных компонентов, тектонических режимов и геохимической среды седиментогенеза с направленными изменениями вещественного состава рудоносных формаций, возрастанием продуктивности алмазонасных и снижением продуктивности золотоносных конгломератов, исчезновением к середине раннего протерозоя формации ураноносных конгломератов. В то же время показано, что главные типы рудоносных фаций едины для докембрия и фанерозоя.

Условия формирования и обстановки размещения металлоносных и алмазонасных конгломератов в большинстве своем в ходе геологической истории испытывали необратимую изменчивость. Эволюционировали типы питающих источников, тектонические режимы, геохимическая среда седиментогенеза, постепенно сокращался период формирования палеороссыпей золота и алмазов. Это нашло отражение в направленных изменениях вещественного состава рудоносных формаций, в снижении продуктивности золотоносных и, наоборот, в возрастании продуктивности алмазонасных конгломератов, в исчезновении формации ураноносных конгломератов, существовавшей лишь в конце архея и начале протерозоя. Механизмы же накопления рудоносного обломочного материала древними водотоками в палеодолинах и краевых частях осадочных бассейнов практически не претерпели изменений, что доказывается принципиальным сходством главных типов рудоносных фаций докембрийского и фанерозойского возраста.

Рассмотрим, как ведет себя в ходе геологической истории главные факторы древнего россыпеобразования.

Источники россыпных компонентов. Источники первично седиментогенного золота в древнейших (с возрастом более 2,4

млрд лет) металлоносных конгломератах весьма своеобразны. По отношению к раннедокембрийским объектам (Маунт-Роберт, Эльдorado-Банкет, Витватерсранд, Жакобина, Наллагайн) ими являлись наиболее ранние зеленокаменные комплексы южно-африканского типа с возрастом 3,6—3,2 млрд лет и пространственно связанные с ними многочисленные малые интрузии калиевых гранитов с возрастом 3,0—2,9 млрд лет. Такие комплексы характеризуются, в отличие от более поздних зеленокаменных поясов архея, мафит-ультрамафитовым профилем и присущей им «рассредоточенной» золотой минерализацией. В них очень редки значительные золоторудные объекты, но зато зафиксировано огромное число мелких (до 0,5 т) золоторудных месторождений и рудопоявлений золота, относящихся главным образом к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Присутствуют также породы (часть коматиитов и железистых кварцитов) с аномально высоким (до 0,1—0,2 г/т) содержанием золота [18]. Сходная золотая (совместно с урановой) рассредоточенная минерализация недавно открыта и в калиевых гранитах — наиболее поздних малых интрузиях фундамента [15]. Золото во всех породах субмикроскопическое. Со-

ленокаменных питающих комплексов и малых интрузий гранитов чрезвычайно велико: из 122 месторождений-рудников в конгломератах Витватерсранда добыто 40000 т золота и большое количество сопутствующих россыпных компонентов — кристаллического уранинита, платиноидов и алмазов [8, 18].

Рассредоточенная минерализация, как ни парадоксально, в общем случае способна дать в сферу россыпеобразования гораздо больше золота или других россыпных компонентов по сравнению с комплексами, вмещающими крупные рудные месторождения. Примером может служить Северо-Восток России, где развиты одни из самых продуктивных в мире кайнозойские золотые россыпи, но где в складчатом комплексе мезозой до сих пор не выявлено крупных золоторудных месторождений, размыв которых обеспечил бы формирование столь богатых россыпей. Зато в бассейнах золотоносных долин находится множество проявлений золоторудной минерализации. Сходная картина наблюдается и для палеороссыпей с другими ценными минералами. Примерами питающих комплексов с рассредоточенной минерализацией, за счет размыва и глубокого среза которых сформированы крупнейшие палеороссыпи кристаллического уранинита и браннерита в нижнепротерозойских конгломератах районов Эллиот-Лейк и Агнью-Лейк юга Канадского щита и Витватерсранда в ЮАР, служат обширные жильные поля пегматитов и рои даек с непромышленной урановой минерализацией (Канадский щит) или малые интрузии ураноносных калиевых гранитов (Каапвальский кратон Южно-Африканского щита) [15]. То же касается и крупных комплексных титан-циркониевых палеороссыпей, которые в большинстве своем на всех континентах образованы за счет глубокого площадного среза разновозрастных комплексов фундамента с рассеянным, но относительно равномерным содержанием минералов титана, циркония и сопутствующих монацита, ксенотима и др.

Во второй половине раннего протерозоя, как это видно на примере золотоносного района Тарквы в Гане (Западно-Африканский щит), архейские питающие комплексы

протерозойского подвижного пояса Биррими. Наряду с рассредоточенной золотой минерализацией в них заметную роль в питании древних россыпей с возрастом 2,0—1,8 млрд лет стали играть крупные золоторудные месторождения с кварц-сульфидными и малосульфидными кварцевыми жильными зонами с тонким золотом типа объектов Ашанти, Обуаси, Аристон и др. Продуктивность питающих комплексов этого типа сильно уступает таковой зеленокаменных поясов южно-африканского типа. Количество добытого из конгломератов Тарквы золота — 250 т [8] значительно меньше даже отдельно взятых золотоносных полей Витватерсранда [18].

В позднем докембрии ведущее значение приобрели углеродистые терригенно-сланцевые — аспидные и флишоидные питающие комплексы, особенно характерные для миогеосинклинальных складчатых систем. Это можно видеть на примерах недавно открытых и пока слабо изученных палеороссыпей рифейского и веядского возраста в складчатом обрамлении Сибирской платформы (Хужир в Присаянье, объекты на Кыллахском поднятии и Енисейском кряже), а также россыпей в конгломератах нижнего ордовика Приполярного Урала и девона Среднего Тимана [3, 4]. Главными россыпеобразующими рудными формациями для палеороссыпей являлись золото-сульфидная и золото-сульфидно-кварцевая, поставлявшие при размыве в осадочные бассейны легко транспортируемое тонкое и мелкое золото, столь характерное для стратиформных залежей золотоносных конгломератов. Малосульфидная золото-кварцевая формация с типичным для нее средним и крупным золотом, слабо транспортабельным в водном потоке, в питании палеороссыпей осадочных бассейнов в отличие от обычных аллювиальных играла подчиненную роль. Ведущее россыпеобразующее значение углеродистые комплексы сохранили вплоть до кайнозоя. Об этом свидетельствует тесная связь с ними большинства крупнейших золотороссыпных провинций мира (Енисейский кряж, Патомское нагорье, Верхоянская складчатая область, каледониды Вост. Австралии).

ми гранитоидами и протрузиями ультрабазитов, получившие широкое развитие со второй половины позднего докембрия, давали, вероятно, меньше россыпного металла. На это указывает относительно меньшая суммарная продуктивность пространственно связанных с ними современных золотороссыпных провинций (Калифорния, Британская Колумбия, Урал, Приамурье и др.). Золотоносные конгломераты, образовавшиеся за счет размыва таких комплексов, известны нешироко, но они весьма продуктивны, хотя и далеко уступают Витватерсранду. Из третичных кварцевых конгломератов и галечников в палеодолинах золотоносного района Сьерра-Невады, перекрытых кислыми вулканитами, добыто около 2000 т золота, из сходных по возрасту и составу конгломератов в погребенных долинах складчатой системы Новой Англии (Вост. Австралия) — первые сотни тонн [2]. Золоту в обоих районах сопутствуют алмазы и платиноиды, а в Вост. Австралии еще и сапфиры. Богаты золотом юрские и олигоценые россыпи, погребенные в эрозионно-тектонических и карстовых депрессиях на Зауральском пенеппене.

Древнейшие коренные источники высококачественных алмазов, содержащихся в нижнедокембрийских рудоносных конгломератах Южной и Западной Африки, Зап. Австралии и Бразилии, неизвестны. Их россыпеобразующая роль, судя по незначительной в целом концентрации алмазов в палеороссыпях, была невелика. Лишь местами с ними связаны сравнительно богатые палеороссыпные объекты. Таковы нижнепротерозойские конгломераты площади Тортыя в Кот-д-Ивуар (Западно-Африканский щит), из которых добыто около 4 млн карат не крупных алмазов [10]. Главными высокопродуктивными источниками алмазов в россыпях являются кимберлиты и, вероятно, лампроиты. Те и другие достоверно установлены лишь с начала позднего докембрия и достигают наибольшего развития в фанерозое. Их появление в пределах стабильных геоблоков на поздних этапах развития Земли, с нашей точки зрения, связано с прогрессирующей кратонизацией континентальной коры и сопровождающимися ее процессами рифтогене-

ческий режим питающих областей и осадочных бассейнов являлся одним из важнейших факторов древнего россыпеобразования. От раннего докембрия до фанерозоя он заметно менялся и, соответственно, по-разному влиял на формирование палеороссыпей. Особенно благоприятным он был на первых стабильных геоблоках — раннедокембрийских кратонах (протоплатформах) типа Капвальского. Такие ранние кратоны обладали способностью к очень медленным (с периодом до 200—250 млн лет) дифференцированным тектоническим движениям огромной — 15—20 км амплитуды с образованием обширных блоково-сводовых поднятий (питающих областей) и глубоких впадин с компенсированным погружением (рудоносных осадочных бассейнов). Большая амплитуда воздыманий обусловила очень глубокий площадной срез питающих областей — вероятно, самый глубокий за всю последующую геологическую историю. Это определило поступление в сферу россыпеобразования аномально большого количества золота и сопутствующих ценных минералов. При этом малая скорость и очень большая длительность воздыманий способствовали сохранению слабо расчлененного рельефа в питающих областях, формированию и постоянному возобновлению мощных кор химического выветривания и глубокой дезинтеграции пород питающих комплексов.

Палеотектонический режим интра- и перикратонных впадин — рудоносных осадочных бассейнов также был чрезвычайно благоприятным для накопления и концентрации россыпных компонентов. Этому способствовали специфические условия, не повторявшиеся в дальнейшей истории: огромная длительность погружений при малой их скорости и прерывистом характере, что способствовало многократному перемыву и перетолжению рудоносного обломочного материала.

В конце раннего протерозоя своеобразие палеотектонического режима кратонов было утрачено, поскольку они после эбурнейской и карельской складчатостей вошли в состав более крупных жестких геоблоков — древних платформ. В связи с последовательным

циклы древнего россыпеобразования — до 30—50 млн лет. На стабильных добайкальских платформах питающие области из-за малой амплитуды поднятий испытывали к тому же малую глубину среза, что сильно снижало продуктивность древних россыпей. В орогенных же областях, хотя и испытывавших в отдельных блоках глубокий (до 5—10 км) эрозионный срез, присущая им большая скорость и короткий период воздыманий препятствовали полной дезинтеграции пород питающих комплексов и высвобождению россыпных компонентов. Это также значительно обедняло питание формирующихся палеороссыпей по сравнению с раннедокембрийскими.

Геохимическая среда седиментогенеза и россыпеобразования. Геохимическая среда являлась третьим важным фактором, влияющим на продуктивность палеороссыпей. Существуют представления о том, что в раннем докембрии, до рубежа 2,4 млрд лет, атмосфера почти не содержала свободного кислорода, который появился позднее благодаря процессу фотосинтеза, начавшемуся в связи с широким развитием синезеленых водорослей и особенно с появлением наземной растительности [9, 13, 20].

В отсутствие свободного кислорода при высоком содержании углекислоты геохимическая среда в раннем докембрии была восстановительной кислой, что определяло ее своеобразие. В такой среде неустойчивые в окислительной обстановке кластогенные сульфиды и кристаллический уранинит сохранялись и вследствие большой плотности и прочности концентрировались как обычные россыпные минералы. В ураноносных районах формировались громадные по запасам пиритсодержащие палеороссыпи урановых минералов — таковы кварцевогалечные конгломераты Витватерсранда, районов Эллиот-Лейк и Агнью-Лейк штата Онтарио Канады. Аналогичные, но менее продуктивные объекты известны в Бразилии (Белу-Оризонти, Жакобина). Вместе с тем восстановительная кислая среда способствовала переносу древними водотоками совместно с тонким кластогенным огромных масс хемогенного золота в комплексных цианидных соединениях истинных растворов, неустойчивых в окислительной среде [17]. Большую

по нашему мнению, и соединения двухвалентного железа в коллоидных растворах, также неустойчивые в окислительной среде [1]. Осаждение и концентрация металла происходили на геохимических барьерах. В краевых частях палеобассейнов на участках развития водорослевых «матов», представляющих собой тонкие углеродистые пленки (слойки), облегающие песчано-галечные отмели, как это установлено на примерах урано-золотоносных полей Витватерсранда, осаждалось и концентрировалось золото. В этих слоях оно образовывало мельчайшие свободные выделения в виде «микросамородков», обрывков нитей и своеобразных «перфорированных пластинок», повторяющих внутреннюю структуру нитчатых синезеленых водорослей, примитивных лишайников и грибов [14]. Часть хемогенного золота связывалась в аутигенном пирите, обильно насыщающем углеродистые слойки. При многократном перемыве последних золото высвобождалось и концентрировалось в галечниках уже как россыпной компонент. Учитывая высокое содержание металла в углеродистых слоях (до 5—9 кг/т) и их быструю возобновляемость, можно сделать вывод, что значение таких слоев в трансформации хемогенного золота в тонкое кластогенное весьма велико. Они играли важнейшую роль в дополнительной мощной подпитке палеороссыпей раннего докембрия [1]. После рубежа 2,4—2,3 млрд лет со сменой восстановительной среды на слабо окислительную биогенные углеродистые слойки в конгломерато-кварцитовых толщах в силу неясных причин исчезают, и продуктивность палеороссыпей снижается.

Коренное изменение геохимической среды после указанного возрастного рубежа подтверждается сменой породных парагенезов осадочных, в том числе рудоносных конгломератсодержащих формаций. Наиболее ярким свидетельством этого служат появление первых красноцветов и, наоборот, исчезновение характерных для раннего докембрия полосчатых железистых кварцитов, образование которых возможно лишь в условиях «редуцированной» атмосферы, бедной свободным кислородом. О том же свидетельствует и направленная смена ассоциаций тяжелых кластогенных минералов в

мератах, вмещающих палеороссыпи. В толщах с возрастом более 2,4 млрд лет среди тяжелых минералов господствуют сульфиды, в основном пирит, которому в ураноносных районах сопутствуют кристаллический уранинит (зерна размером 0,05—0,1 мм), браннерит, ураноторит [11, 18, 19]. Такие формации, выделенные нами в сульфидно-урановый тип (Витватерсранд, Эллиот-Лейк), после указанного возрастного рубежа исчезают, и на смену им приходят толщи, в которых тяжелые обломочные минералы представлены главным образом магнетитом и мартитом (сарниолит и ятулий Карелии). Они формировались в интервале 2,3—1,9 млрд лет назад, когда в условиях установившейся слабо окислительной среды неустойчивые обломочные сульфиды накапливаться уже не могли. После рубежа 1,9 млрд лет по мере возрастания содержания свободного кислорода формации магнетит-мартитового типа сменились гематитовыми (Тарква, Рорайма), а с началом позднего протерозоя (1,6 млрд лет назад) — маложелезистыми, в которых обломочные железокислые минералы не играют заметной роли [1]. Такие формации характерны для позднего протерозоя, венда и фанерозоя, когда содержание свободного кислорода стало значительно выше, чем в раннем докембрии.

Главные типы рудоносных фаций. Анализ данных о палеороссыпях в конгломератах различного возраста позволяет выделить следующие главные типы рудоносных фаций, общих как для докембрия, так и для фанерозоя. Их можно сгруппировать в сводный латеральный ряд. Начинают его фации, накопившиеся в пределах тектонически приподнятых геоструктур — древних питающих областей. В качестве первого члена ряда выделены фации ближнего переноса рудоносного обломочного материала (перетолженные коры выветривания). Они накапливались в карстовых и небольших эрозионно-тектонических впадинах. Характерна плохая сортировка обломочного материала, резко неравномерные содержания ценных минералов в палеороссыпях, повышенная глинистость. Типовые объекты — богатые алмазные россыпи в мезозойских карстовых воронках на площади Бакванга в синеклизе Конго, в карбонных и триас-

седловине Сибирской платформы, золотые россыпи мезозойского и палеогенового возраста на Урале и Салаире, редкометалльные россыпи девона на Четласском Камне Среднего Тимана и карбона на Уджинском поднятии Сибирской платформы. Докембрийские рудоносные фации такого типа неизвестны — вероятно, вследствие того, что полностью эродированы. Второй член латерального ряда представлен русловыми фациями во фрагментарно сохранившихся палеодолинах. Для них характерна заметная сортировка рудоносного обломочного материала, наличие крупного «автохтонного» слабо транспортабельного золота и крупных алмазов, их концентрация в приплотиковой части разреза (как и в современных аллювиальных россыпях). Типовые объекты — небольшие, но часто с высокими содержаниями золота палеороссыпи в конгломератах нижнепротерозойской формации Битонс-Крик (Зап.Австралия) [9], нижнего ордовика Приполярного Урала и юры («косые слои») на Зауральском пенеплене, богатые золотые россыпи с сопутствующими алмазами в погребенных под покровами вулканитов палеогеновых долинах Калифорнии и Вост.Австралии [12]. Палеозойские и докембрийские объекты такого типа редки, поскольку в большинстве своем эродированы. То же относится к третьему члену латерального ряда — смешанным фациям континентального аллювия и прибрежно-морским в приустьевых частях врезанных палеодолин (иногда грабен-долин) на границе питающих областей и осадочных бассейнов. Этим фациям свойственна хорошая сортировка обломочного материала, выдержанный характер палеороссыпных пластов и их «подвешенное» положение в разрезе, мелкий размер золотин (до 0,5 мм) и (или) урановых минералов. Типовые объекты — базальный Главный Риф в нижнедокембрийских конгломератах поля Жакобина, основным россыпным компонентом которого является мелкое золото, и громадные урановые залежи первично россыпного генезиса в нижнедокембрийских конгломератах районов Эллиот-Лейк и Агню-Лейк юга Канадского щита [7, 9]. Сходную позицию занимают вендские конгломераты, вмещающие палеороссыпи золота объекта Хужир в При-

литоносные конгломераты и галечники на севере Таймыра. Четвертый и пятый члены латерального ряда представлены рудоносными фациями, накопившимися в отличие от охарактеризованных выше в прибортовых частях осадочных бассейнов, в связи с чем они имеют плащеобразное распространение. Слагающий их рудоносный обломочный материал испытал наиболее далекий многоэтапный перенос от питающих источников. Важнейшее значение имеют фации аллювиальных веерных конусов, особенно проградирующих (выдвигавшихся вслед за регрессирующим бассейном). Материал таких конусов испытал интенсивный переувлажнение в процессе формирования, что способствовало концентрации россыпных минералов [17, 18]. Характерны крупная ритмичность напластования, регрессивный тип разреза, реликтовые неглубокие русла, расположенные веерообразно, многопластовая стратиформная морфология палеороссыпей с «подвешенными» пластинами на ложных плотиках, хорошая сортировка и малые размеры золотины (0,02—0,2 мм), относительно некрупные алмазы массой не более 1—2 карат. Типовые объекты — древнейшие широкие (до 30 км) веерные конусы Витватерсранда, к каждому из которых приурочено по одному урано-золотоносному полю со средней продуктивностью (золото) 2—3 тыс. т [18], меньшие по размерам и по продуктивности конусы Тарквы [21], совсем небольшие (до 3,5 км в поперечнике) девонские веерные конусы поля Ичет-Ю на Среднем Тимане с палеороссыпями золота, высокосортных алмазов и ниобийсодержащих минералов [4], а также в Верхне-Чуоналырской впадине на склоне Ботубинской седловины Сибирской платформы, где в пермских конгломератах веерного конуса недавно открыта богатая алмазная палеороссыпь. Сходные конусы небольшого размера с палеороссыпями золота и алмазов третичного возраста известны на площади Коптон на востоке Австралии.

Относительно меньшее значение по сравнению с аллювиальными конусами имеют прибрежно-морские фации галечных пляжей и баров, завершающие сводный ла-

ций. Для них характерны распространение в виде серии широких (3—7 км) полос, вытянутых вдоль борта палеобассейна на 50—100 км, хорошая — до совершенной сортировка и окатанность рудоносного обломочного материала, мелкое и тонкое золото, некрупные, но высокосортные алмазы со следами механического износа, насыщенность шлиховыми минералами, стратиформное строение палеороссыпей. Типовыми объектами являются высокопродуктивные урановые палеороссыпи в базальном конгломерате нижнепротерозойской формации Грин-Хол на западе Австралии (главным россыпным компонентом служат «блестящие катыши» тухолита) [9], богатые палеороссыпи высокосортных алмазов в верхнерифейских конгломератах впадин Панна и Кадпах в чехле Индостанской платформы [5, 10], в гравелитах верхнего триаса Хараулахских гор в обрамлении Сибирской платформы, в кайнозойских конгломератах и галечниках морских террас Намибии [10]. Россыпи золота известны в палеогеновых конгломератах юго-восточного побережья Австралии (Иллабарук, Питсбург). Наконец, моделируют формирование древних россыпей золота в прибрежно-морских фациях кайнозойские россыпи Аляски близ города Ном, из которых добыто 400 т металла [6].

Существование охарактеризованных типов рудоносных фаций в течение всей обозримой геологической истории свидетельствует о консерватизме условий их формирования. Это дает основание для актуалистического подхода при изучении и прогнозировании палеозойских и особенно докембрийских рудоносных фаций и приуроченных к ним палеороссыпных полей. Вместе с тем нужно отметить, что роль фаций аллювиальных веерных конусов от раннего докембрия до кайнозоя неуклонно снижалась. Одна из главных причин этого, на наш взгляд, связана с сокращающимся периодом их формирования: в раннем докембрии до 200—250 млн лет, в палеозое 30—50 млн лет, в кайнозое не более 5—10 млн лет.

Эволюция древнего россыпеобразования, обусловленная сменой во времени типов питающих комплексов, палеотектони-

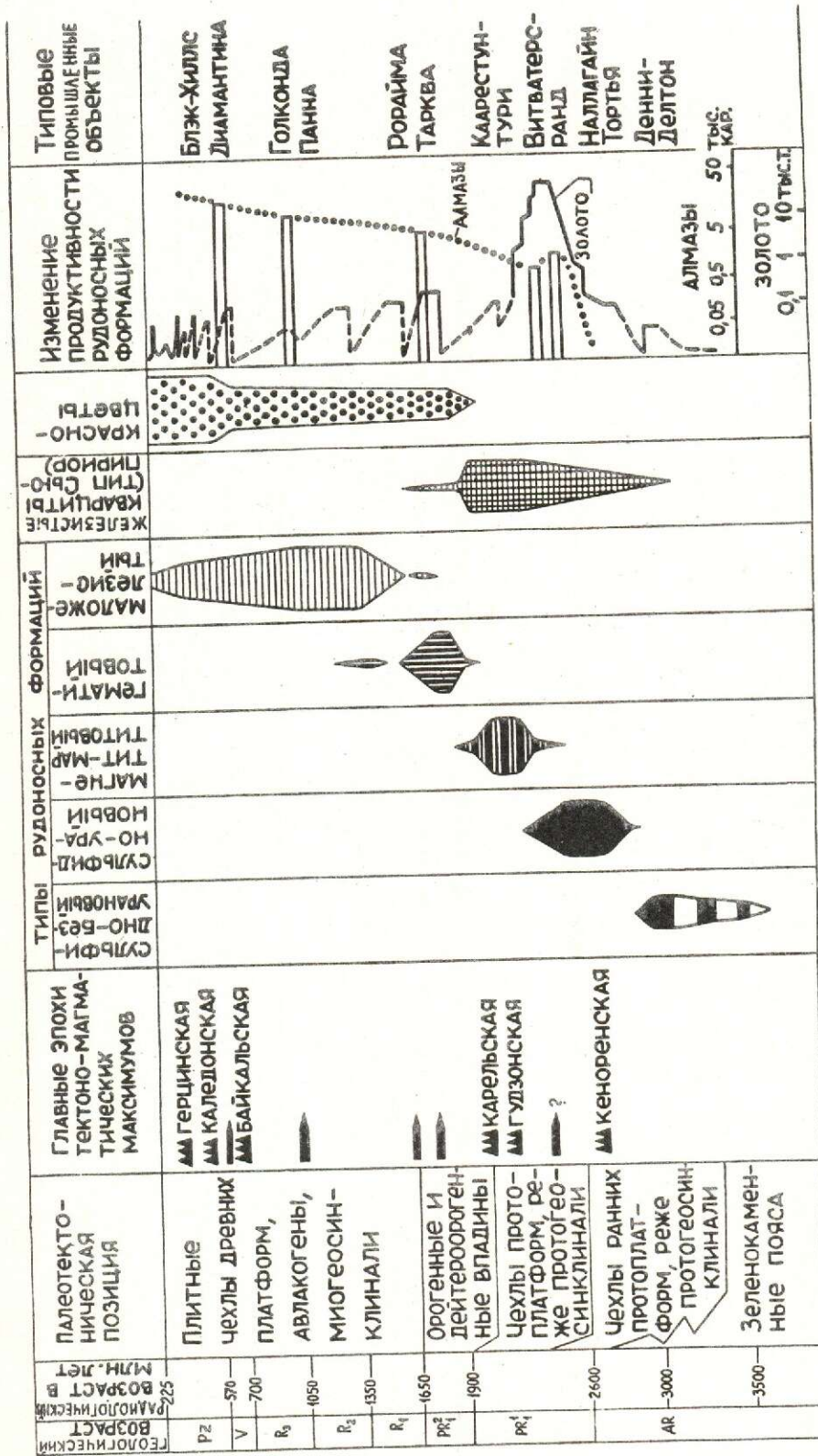
диментогенеза, определила различные тенденции в изменении продуктивности ураноносных, золотоносных и алмазонасных россыпей в конгломератах различного возраста.

Ураноносные палеороссыпи формировались в течение относительно короткого периода раннего докембрия. Начало их образования определяется появлением главных коренных источников кристаллического уранинита и сопутствующих радиоактивных минералов. Такими источниками служили малые интрузии калиевых гранитов с возрастом 3,0—2,9 млрд лет на Каапвальском кратоне в Южной Африке и пегматитовые жилы несколько более молодого (догуронского) возраста на юге Канадского щита. Завершение формирования ураноносных палеороссыпей связано со скачкообразным изменением состава древней атмосферы и, соответственно, геохимической среды на рубеже 2,4—2,3 млрд лет. В установившейся с этого времени слабо окислительной среде первично обломочные урановые минералы подвергались растворению и потому не могли существовать в качестве россыпных компонентов.

В отличие от ураноносных палеороссыпи золота формировались на протяжении всей геологической истории. Их продуктивность, насколько можно судить по относительно небольшому числу известных объектов в конгломератах, обнаруживает тенденцию в раннем докембрии сначала к резкому возрастанию с максимумом в интервале времени 2,7—2,4 млрд лет (период формирования урано-золотоносных стратиформных залежей — «рифов» Витватерсранда), а затем, как отмечалось выше, к снижению в конце раннего докембрия. В позднем докембрии и фанерозое она оставалась примерно на том же уровне, что и в конце раннего протерозоя (рисунок). Пик продуктивности в раннем докембрии объясняется совокупным действием трех рассмотренных выше главных россыпеобразующих факторов, однако можно думать, что решающее значение имели специфические питающие комплексы. Считается, что главную роль играли охарактеризованные выше зеленокаменные комплексы южно-африканского типа с присущей им рассредоточенной золотой минерализацией [18]. Относительная значимость малых интрузий урано-золотоносных калиевых гра-

нитов в питании палеороссыпей пока не установлена, хотя сам факт участия в их питании доказан [15]. Нам представляется, что главный этап золотого оруденения был парагенетически связан с внедрением указанных гранитов. На это указывают два обстоятельства. Во-первых, относительная бедность золотом конгломератов древнейших протоплатформенных чехлов с возрастом 3,2—3,0 млрд лет, сформированных до внедрения калиевых гранитов (впадина Понгола на Каапвальском кратоне и др.), хотя в их питании принимали участие зеленокаменные пояса южно-африканского типа. Во-вторых, богатство золотом конгломератов, формирование которых началось вскоре после внедрения калиевых гранитов (впадина Витватерсранд). Можно думать, что внедрение этих малых интрузий и связанных с ними жильных полей сопровождалось в зеленокаменных поясах мощной ремобилизацией ранее отложенного золота вулканогенно-эксгальационного происхождения и приносом огромного количества металла гидротермального генезиса. В результате в зеленокаменных комплексах и калиевых гранитах образовалось множество мелких месторождений и рудопроявлений золота, которые явились источниками питания богатейших золотоносных палеороссыпей в конгломератах.

Первые палеороссыпи алмазов появились позже древнейших золотоносных конгломератов — 2,5—2,4 млрд лет назад. Они известны в верхней части мощного разреза надгруппы Витватерсранд [18] и в низах несколько более молодых протоплатформенных комплексов Эспиньясу на кратоне Сан-Франциско (Восточно-Бразильский щит) [16] и Наллагайн на кратоне Пилбара Австралийской платформы. В дальнейшей геологической истории продуктивность палеороссыпей возрастала — особенно в позднем рифее, венде и фанерозое. Выше высказано предположение, что это связано с прогрессирующей кратонизацией континентальной коры и возрастающей ролью присущего стабильным геоблокам кимберлитового и, в меньшей мере, лампроитового вулканизма. Тенденция изменения продуктивности палеороссыпных месторождений алмазов, та-



1 2

Эволюция состава и продуктивности рудоносных конгломератосодержащих формаций.

1 — рифтогенез, шельфо-ультраосновной магматизм; 2 — складчатость, граниты, метаморфизм; Денни-Делтон (ЮАР, золото), Торгья (Кот-д-Ивуар, алмазы), Наллагайн (Зап. Австралия, золото + алмазы + уран), Витватерсранд (ЮАР, золото + платиноиды + алмазы), Каарестунтури (Финляндия, золото), Тарква (Гана, золото + алмазы), Рорайма (Венесуэла, Гайана, алмазы + золото), Панна (Индия, алмазы), Голконда-Кадлапах (Индия, алмазы), Диамантина (Бразилия, алмазы), Блэк-Хиллс (США, золото)

с таковой у палеороссыпей золота в конгломератах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Константиновский А.А. Геология и металлоносность терригенных кварцевых толщ докембрия // Бюлл.МОИП. Отд.геол. 1985. Т. 60. Вып. 3. С. 36—50.
2. Константиновский А.А. Ископаемые россыпи золота и алмазов в конгломератах // Сов.геология. 1986. № 1. С. 53—61.
3. Константиновский А.А. К проблеме обнаружения месторождений золота в древних конгломератах России // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 2. С. 102—121.
4. Константиновский А.А., Пачуковский В.М., Захарова О.Н. К проблеме рудоносности Тимана // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 5. С. 69—80.
5. Матур С.М. Геология докембрийских месторождений алмазов Индии // Геология и полезные ископаемые древних платформ. — М., 1984. С. 116—130.
6. Нестеренко Г.В. Происхождение россыпных месторождений. — М.: Наука, 1977.
7. Пиенаар П.Дж. Докембрийские металлоносные конгломераты Онтарио. — М.: Мир, 1967.
8. Преториус Д.А. Золото и уран в кварцевых конгломератах // Генезис рудных месторождений / Под ред. Б.Скиннера. — М., 1984. Т. 2. С. 5—38.
9. Робертсон Д.С. Базальные протерозойские слои как древние маркирующие горизонты и их использование при поисках урана (обзорный доклад) // Образование месторождений урана. — М., 1976. С. 507—526.
10. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. — М.: Недра, 1980.
11. Уран в древних конгломератах / А.И.Безгубов, Ю.И.Бывших, П.К.Дементьев, Я.М.Кисляков, Л.В.Ковалев и др. Под ред. В.Н.Котляра. — М.: Госатомиздат, 1963.
12. Clark W.D. Fossil river beds of Sierra Nevada // California Geol. 1979. Vol. 32. № 7. P. 142—149.
13. Cloud P.E. Atmospheric and hydrospheric evolution of the primitive Earth // Science. 1968. Vol. 160. P. 729—736.
14. Hallbauer D.K. The plant origin of the Witwatersrand carbon // Miner. Sci. and. Eng. 1975. Vol. 7. P. 111—131.
15. Hallbauer D.K. Archean granitic source for the detrital mineral assemblage in Witwatersrand conglomerates // Тез.докл. 27-й МГК. — М.: Наука, 1984. Т. II. С. 308.
16. Pflug R. Die praecambrische Miogeosynclinale der Espinhaco-Kordillere, Minas Gerais, Brazilien // Geol. Rundsch. 1967. 56. P. 825—844.
17. Pretorius D.A. Gold in proterozoic sediments of Africa: Systems, paradigms and models // Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits / K.H.Wolf (Editor). — Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Sci.Publ.Co., 1976. Vol.7. Ch. 1. P. 1—27.
18. Pretorius D.A. The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits // Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits / K.H.Wolf (Editor). — Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Sci.Publ. Co., 1976. Vol. 7. Ch. 2. P. 29—88.
19. Roscoe S.M. Huronian Rocks and Uraniferous Conglomerates in the Canadian Shield // Pap.Geol.Survey Canada. 1969. P. 68—78.
20. Roscoe S.M. The Huronian Supergroup, a Paleoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution // Geol.Assoc. Can.Spec. 1973. Pap. 12. P. 31—47.
21. Sestini G. Sedimentology of a paleoplacer: the gold-bearing Tarkwaian of Ghana // Ore in sediments / Amstuts G.C., Bernard A.G. — Eds.-Heidelberg: Springer-Verlag, 1973. P. 275—305.

Konstantinovskiy A. A.

EVOLUTION AND CONSERVATISM OF PLACER FORMATION CONDITIONS IN PRECAMBRIAN AND PHANEROZOIC CONGLOMERATES

Formation conditions and localization situations featured by metal-bearing and diamondiferous conglomerates are considered along with their changes occurring throughout the course of the geological history. The association of evolution of placer component sources, tectonic conditions and geochemical characteristics of sedimentogenesis medium with directed changes of material composition of ore-bearing formations, increase in productivity of diamondiferous conglomerates and decrease in that of gold-bearing ones and disappearance of uraniferous conglomerate formation by the middle of Early Proterozoic is revealed. At the same time, it is shown that essential types of ore-bearing facies are common to Precambrian and Phanerozoic.

УДК 552.111: [553.63+553.982]

© П. Ф. Иванкин, 1995

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГЛУБИННОЙ ФЛЮИДИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СООТНОШЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ПЕТРОРУДОГЕНЕЗА, СОЛЕ- И НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

П. Ф. ИВАНКИН (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Выделено шесть главных типов флюидизации земной коры, обусловленных глубинной восстановительной дегазацией мантии: мантийный ортомагматический; мантийно-коровый магматогенный; внутрикоровый магматогенный; мантийный флюидогенный в зонах миогеосинклинального типа; мантийный флюидогенный в неглубоких осадочных бассейнах; внутрикоровый флюидогенный в весьма глубоких осадочных бассейнах. Кратко охарактеризованы ряды формаций полезных ископаемых для всех этих типов.

К актуальным проблемам современной геологической науки несомненно относится проблема дегазации Земли в ее взаимосвязях с геотектоникой, петрологией и геохимией земной коры. Она была выдвинута в России около 20 лет тому назад П.Н.Кропоткиным [2, 6] и трижды обсуждалась на представительных научных совещаниях [2, 3, 6]. В сотнях докладов ученых Академии наук, высших учебных заведений, отраслевых институтов и производственных организаций были продемонстрированы новые факты и выявленные закономерности, объективно доказывающие определяющую роль восстановленных глубинных газов в становлении и структурно-вещественной эволюции земной коры.

В эти же годы учеными России и Украины были разработаны и опубликованы новые модели строения и зональности Земли, принципиально отличные от тех, которые многие десятилетия считались общепризнанными. Традиционную модель Земли, допускающую существование под мантией металлического ядра, трудно, скорее даже невозможно увязать с глобальностью процессов водород-углеводородной ее дегазации. Новые же космогеохимические концепции — «кислородно-водородная модель Земли» Н.П.Семенов [8] и «гипотеза изначально гидридной Земли» В.Н.Ларина [7], напротив, создают непротиворечивую основу для понимания именно глобального характера восстановительной дегазации

логично обосновывают неизбежность возникновения архейской сиалической коры и закономерно меняющиеся формы последующего взаимодействия с ней потоков глубинных флюидов.

Обработка около 20000 проб по составу флюидов во включениях пород разного возраста позволила Ф.Н.Летникову [2] выявить общую тенденцию нарастания окисленности флюидов по мере старения Земли и, как следствие этого, — увеличение в ходе геологической истории роли воды в петрогенезисе. Нами ранее была отмечена и другая тенденция в исторической эволюции коры [2]: смена рассеянной ее проницаемости сосредоточенной по разломам и изменение условий окисления («сгорания») глубинных газов. Для фанерозойской истории характерны: отступление фронта восстановленных газов на глубину, возрастание латеральной неоднородности дегазации в связи с блоковыми деструкциями коры. Поэтому фундаментальное обобщение В.В.Белоусова [1] по обоснованию типовых сочетаний тепловых условий в мантии и земной коре, а также характеристика эндогенных режимов геосинклиналей, платформ, срединных массивов и вулканогенных поясов нуждаются в существенных дополнениях, учитывающих:

качественно разную проницаемость коры для мантийных расплавов и газов в режимах ее растяжения и сжатия;

химические взаимодействия восстанов-

причины теплового возбуждения коры и внутрикорового магмообразования.

Консолидированная трещиноватая кора в режимах растяжения (доинверсионная стадия геосинклиналей, рифтогенез, режим магматической активизации древних платформ) обладала весьма высокой проницаемостью. Потоки газов в этих условиях преимущественно рассеивались в трещиноватой среде, гидросфере и атмосфере. Их химическое взаимодействие с горными породами было ограниченным. Поэтому, несмотря на огромные объемы мантийных магм, вторгающихся в земную кору и изливающихся на ее поверхность, процессы регионального метаморфизма проявляются слабо, а гранитизация отсутствует. В режиме сжатия (инверсионные стадии геосинклиналей) происходит общее отступление фронта мантийных магм вниз; для них доступны лишь наиболее проницаемые зоны глубинных разломов, к которым приурочиваются сининверсионные пояса мелких базит-гипербазитовых интрузий, обычно выклинивающиеся вверх на уровне гипабиссальной зоны. В этих условиях ювенильные газы становятся главным фактором мантийно-коровых взаимодействий: в среде тектонически сжатых пород в кинематически активных зонах они образуют уплотненные длительно развивающиеся потоки инфильтрации; химическое их воздействие на твердые горные породы в обстановке «давление + сдвиг» приводит, с одной стороны, к постепенному окислению газов вследствие синтеза воды и углекислоты, а с другой — к разогреванию, метаморфизму и гранитизации пород. Поэтому чередование режимов «горячая» — «холодная» мантия (кора) отражает естественную смену одной формы мантийной активности на другую при меняющейся проницаемости земной коры. Размягчение консолидированной коры, геосинклинальная складчатость, метаморфизм и гранитизация пород могут быть рассмотрены как разные формы взаимодействия ювенильных газов с породами земной коры на этапах ее развития в режиме сжатия [2, 4].

При выделении основных типов флюидизации коры нами учитывались геодинамические особенности подвижных зон и осадочных бассейнов [4, 5]: петролого-геохимические особенности пород в этих геоструктурах;

соотношения в них мантийного и корового магмообразования, восстановленных газов и различных вторичных продуктов их эволюции, включая водные рассолы, нефти и другие*.

При таком подходе предварительно намечено шесть основных типов флюидизации земной коры, которым свойственны гетерогенные ряды формаций рудных и нерудных полезных ископаемых: 1) мантийный ортомагматический; 2) мантийно-коровый магматогенный; 3) внутрикоровый магматогенный; 4) мантийный флюидогенный в подвижных зонах миогеосинклинального типа; 5) мантийный флюидогенный в неглубоких осадочных бассейнах; 6) внутрикоровый флюидогенный в весьма глубоких осадочных бассейнах. Отметим главные особенности этих рядов.

К мантийному ортомагматическому ряду относятся полезные ископаемые, генетически связанные с основными и ультраосновными магмами, проникающими в земную кору при разной геодинамической обстановке (в подвижных зонах, на щитах и платформах) и дающими различные наборы дифференциатов. При всем многообразии формаций (платиноносные медно-никелевые, кобальтовые, хромитовые, титан-магнетитовые, разнообразные карбонатитовые, алмазонасные и другие) отмечается определенная геохимическая особенность рудообразующих флюидных сред — их повышенная восстановленность. Она проявляется даже в наиболее поздних низкотемпературных постмагматических растворах, сопровождающих гипербазитовые интрузии и приводящих к образованию зон серпентинизации с нефтебитумами, киноварным и битумно-киноварно-редкометалльным оруденением. С повышенной восстановленностью флюидов, сопутствующих мантийным магмам, связаны также такие явления, как: слабое ороговикование и угнетенность ассимиляции боковых пород при почти полном отсутствии их гидролиза на контактах интрузий; широкое проявление графитизации и шунгитиза-

* Этим вопросам посвящена завершенная авторами в 1994 г. и пока не изданная монография «Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в металлогенезе».

ции пород в магмо- и рудоконтролирующих зонах, присутствие в них самородных металлов, интерметаллидов и карбидов, а также водород-углеводородная дегазация таких зон.

Все это позволяет заключить, что синтез воды и других окисленных компонентов флюида при магмообразовании в мантии был незначительным, и потому в земную кору вместе с расплавами проникали преимущественно восстановленные газы. Окислительное взаимодействие их с породами при сквозной проницаемости коры было также небольшим и неполным, и потому восстановительная минерализация (включая нефтебитумы) могла формироваться даже на приповерхностных уровнях.

Своеобразие мантийно-корового типа флюидизации состоит в том, что возникающие мантийные расплавы в форме крупных диапиров (астенолитов) вторгаются в пределы нижних и средних частей коры, при этом верхняя ее часть играет роль окислительного геохимического барьера. Подобная обстановка типична для эвгеосинклиналей и вулканических поясов, под которыми на разных глубинах на фронте мантийных астенитов происходило переплавление и магматическое замещение коры, т.е. формирование очагов «вторичных магм», с деятельностью которых связано образование различных вулканических и интрузивных комплексов базальт-андезит-дацит-липаритового магматизма [4]. Процессы окисления глубинных флюидов на фронте астенитов определяли интенсивность и последовательность вторичного магмообразования. Их интенсивность усиливалась по мере вертикального разрастания магматических очагов. Она становилась максимальной при образовании кислых расплавов, обычно поступающих в вулканические сооружения с глубин 10—15 км. Такие расплавы характеризуются весьма высокими содержаниями H_2O и CO_2 , чем в основном и обусловлена повышенная взрывчатая активность именно кислых лав при извержениях, а также обычное автобрекчирование апикальных частей субвулканических порфировых интрузий, обычно в той или иной мере рудоносных.

С отмеченными особенностями мантийно-коровой флюидизации связаны: обычно

нических серий, их сложное строение и состав, высокая рудопродуктивность наиболее поздних кислых, ошелоченных и контрастно дифференцированных комплексов. К последним приурочены разнообразные колчеданные, медные и серебропорфировые, скарново-сульфидные, золото-серебряные жильные, комплексные редкометалльно-золоторудные и другие месторождения. Рудообразующие флюиды этих месторождений имеют преимущественно гидротермальную природу, а процессы рудоотложения на гипабиссальном уровне и выше сопровождаются интенсивным гидролизом вмещающих пород. В региональном плане для рудовмещающих толщ типичны пропилитизация, гидролиз и кислотное выщелачивание. Все это свидетельствует о том, что в эвгеосинклиналях и наложенных вулканических поясах проявлялись преимущественно глубоко окисленные магматогенные водные флюиды и различные вторичные их формы. Составы рудообразующих флюидов и вещественные особенности преобладающих типов оруденения сильно менялись, в частности, в зависимости от геодинамических факторов и степени флюидно-метасоматической переработки коры. Направленность этих изменений в первом приближении может иллюстрировать смена следующих типов оруденения: медно-колчеданные уральского — колчеданно-полиметаллические рудно-алтайского — серебро-полиметаллические змеиногорского — золото-серебряные кварц-адулярового. Особо отметим, что проявления восстановленных флюидов, в виде зон науглероживания и битуминизации пород, с рассмотренным типом флюидизации несовместимы. В эвгеосинклиналях и вулканических поясах они возможны лишь вблизи базит-гипербазитовых интрузий в зонах разломов, а также в наложенных предорогенных и орогенных структурах.

Внутрикоровый магматогенный ряд включает те полезные ископаемые, которые генетически связаны с гранитизацией земной коры. Объемные реконструкции подвижных поясов до глубины 8—15 км показали, что условиями возникновения внутрикоровых магматических очагов (батолитов) в пара-миогеосинклиналях, под которыми мантийные диапиры, как известно, отсут-

проницаемость коры на уровне корней батолитов; наличие экранирующих слабо дислоцированных терригенно-карбонатных толщ на уровне их кровли. Такие условия возникают при виргациях глубинных разломов по восстанию в средних и верхних геосинклинальных ярусах, где и возникают специфические «сундучные» структуры. Магматическому замещению в них подвергаются преимущественно умеренно- и слабо метаморфизированные породы, а кристаллические сланцы и гнейсы получают развитие лишь на уровне корней батолитов и по обрамляющим их с боков глубинным разломам [4]. Средние составы гранитоидных плутонов (с учетом фазово-фациального их строения) зависят от состава замещенного субстрата и потому могут варьировать от габбро-диорит-плагiogранитов до собственно гранитов и грано-сиенитов. Соответственно меняется внутреннее строение и металлогеническая специализация плутонов, с чем и связаны сложные соотношения в салчески-фемических регионах скарново-железорудных, скарново-золотых и кварцево-жильных, медно-молибденовых, вольфрамовых, оловянных пегматитовых и грейзеновых месторождений.

В развитии внутрикоровых магматических очагов выделяется несколько этапов флюидизации:

домагматический, когда в наиболее проницаемых зонах — стволовых частях глубинных разломов — интенсифицируются процессы щелочно-кремневой флюидизации сланцев и формируются гнейсы и гнейсомагматиты; в парагенезисе с ними возникают зоны графитизации, что указывает на слабую окисленность глубинных газов;

собственно магматический, когда кварцполевошпатовый метасоматоз вследствие возрастающей окисленности газов и саморазогрева флюидизированных пород в экранированных «сундучных» структурах постепенно сменяется их расплавлением; количество образующейся воды при этом прогрессивно возрастает, достигая максимума в поздних эвтектоидных гранитных и аплитовых расплавах;

поздне- и постмагматические этапы характеризуются максимальной окисленностью флюидов в остаточных магматических

зонах плутонов интрузии даек разного состава, пегматиты и потоки гидротерм.

Таким образом, в механизмах внутрикорового магмо- и рудообразования решающую роль играет взаимодействие потоков глубинных газов с субстратом в период складкообразования и расщепления пород, сменяющееся затем взаимодействием уже «сквозьмагматических» флюидов с расплавами. Многообразие условий магматической дифференциации и отделения флюидов от гранитоидных плутонов в форме газов, щелочно-кремневых ликватов и гидротермальных растворов приводит к возникновению всего набора генетических типов магматогенных месторождений — пегматитовых, скарновых, грейзеновых, гидротермальных. Нередкое совмещение в них мантийных и заимствованных из боковых пород металлов обусловлено отмеченными особенностями внутрикоровой флюидизации.

Мантийный флюидогенный тип от рассмотренных выше отличается тем, что он не сопровождается магнообразованием. В этом случае вследствие большой и рассеянной проницаемости коры для глубинных газов окислительное их взаимодействие с боковыми породами протекает медленно и на очень больших расстояниях их неэкранированной инфильтрации при постепенном снижении $P-T$ параметров. Такой режим инфильтрации углеродистых газов способствует их поликонденсации с отложением углерода от уровня гнейсо-амфиболитовой фации до низкотемпературных аспидных сланцев. Геологическими структурами, в которых осуществляется такой режим, являются: зоны глубинных разломов с науглероженными и сульфидизированными blastomilonитами, катаклазитами и динамосланцами; региональные зоны черных сланцев миогеосинклиналей, а среди более глубоко эродированных структур — комплексы «зонального метаморфизма» с чередованием гнейсов, в разной мере графитизированных кристаллических сланцев, амфиболитов, аспидных сланцев и др. [8, 4]. Отложение углерода разных структурных модификаций в ряду: графит—антракосолит—шунгит—керит, а также сопутствующим им металлов происходит при медленном возрастании степени окисленности водород-углеродородных газов

обусловлена очень большая вертикальная протяженность колонны сульфидно-углеродистого метасоматоза и сопутствующих ему магниезиального, щелочно-кремневого и аргиллизитового замещений пород.

Амагматическое оруденение, свойственное этому типу флюидизации коры, проявляется в виде региональных геохимических аномалий в черносланцевых комплексах мышьяка, халькофильных металлов, золота, ртути и др., а также в форме «стратиформных месторождений». Оруденение этого ряда представлено (сверху вниз): ртутным, сурьмяно-ртутным, серебро-сурьмяным, золото-пирит-арсенипиритовым вкрапленным и золото-кварцевым жильным, золото-мышьяково-вольфрамовым и собственно вольфрамовым (в амфиболитах). Остается пока невыясненным положение в этом ряду платинового оруденения, ассоциирующего с углеродистыми породами. Неполная окисленность рудообразующих флюидов типична для всего этого ряда. Она четко проявляется даже в самом его верху, где отложение киновари нередко сопровождается вкрапленниками нефтебитумов.

Охарактеризованный тип флюидизации является как бы переходным звеном к флюидно-метасоматическим процессам в собственно осадочных бассейнах. Но в них окисление флюидов происходит преимущественно при более низких температурах и при большей геохимической контрастности системы: «малоизмененные при катагенезе осадочные породы — восстановленные газы».

В бассейнах с малыми и умеренными погружениями консолидированного фундамента (на древних и молодых платформах) прорывающиеся через фундамент по разломам восстановленные газы химически видоизменяются преимущественно в породах чехла. Это и служит основанием для выделения в таких бассейнах в качестве характерных мантийных флюидогенных процессов, приводящих к разнообразным метасоматическим преобразованиям осадочных пород и сопутствующему нефтеобразованию. Процессы эти, судя по временным соотношениям минеральных парагенезисов в измененных породах, характеризовались такой последовательностью: 1) инфильтрация осадочных пород углеродородных и сер-

углерода и сульфидов; 2) смена их полуокисленными газовыми смесями с нарастающим количеством воды, углекислоты, сернистых анионов, щелочей, вызывавшими слюдисто-альбит-кварцевое, доломито-кремнистое, ангидритовое замещение пород, а также преобразование раннего углерода в кериты и асфальтены; 3) образование щелочно-кремневых гелеобразных флюидов (типа жидкого стекла), преимущественно дисперсно размещавшихся в зонах измененных пород, но дававших компактные скопления в участках повышенной проницаемости для флюидов; 4) распад щелочно-кремневых флюидов на солевые водные рассолы и кремнекислоту, кристаллизовавшуюся в породах на месте в форме дисперсного кремнезема и порфиробластического кварца; 5) отверждение измененных пород и трещинообразование, сопровождавшиеся уходом газов, перераспределением рассолов и накоплением нефтей — в ловушках.

Преобразование керитов и асфальтенов вследствие их гидрогенизации в нефтебитумы и жидкую нефть осуществлялось в этап щелочно-кремневой флюидизации и рассолообразования. При синтезе микрокапельной нефти устойчивыми минералами были дисперсный кремнезем, железо-магниезиальные карбонаты, гидрослюда, но сульфиды почти полностью растворялись. Тонкая смесь обломочных и вновь образованных минералов была пропитана щелочно-кремневым гелем. В такой своеобразной органоминеральной системе, где взаимодействовали твердые, газообразные и жидкие фазы, происходило перераспределение металлов: ванадий, кобальт, никель, медь, ртуть, сера и некоторые другие поглощались нефтью, а железо, марганец, магний, стронций, щелочи и галоиды накапливались преимущественно в рассолах. Поэтому при массовой послонной инфильтрации рассолов из областей нефтеобразования к перифериям бассейнов, где происходило их обогащение кислородом, формировались внешние зоны глауконит-бурожелезняковой, марганцевой и другой минерализации [5]. Логично допустить также, что широкое развитие стронциевой, флюоритовой, баритовой, возможно, и специфической фосфоритовой (зернистой) минерализации в определенных

сточноевропейской также обусловлено пластовой инфильтрацией рассолов.

Наконец, последний внутрикоровый флюидогенный ряд процессов выделяется с учетом своеобразия петроминерагенеза в глубоких и сверхглубоких осадочных бассейнах, где фундамент бывает погружен на глубины 15—20 км и более. Своеобразие это состоит в том, что преобразование «сухих» газов во вторичные жидкие флюиды происходит на больших глубинах и при повышенных температурах, хотя и не сопровождается магмообразованием. Изменения осадочных толщ здесь отличаются повышенной интенсивностью, распространяются на многокилометровые толщи пород и сопровождаются значительно большим переотложением щелочей и других легко растворимых элементов, чем это имеет место в неглубоких бассейнах.

Сам феномен сверхглубокого погружения бассейнов обусловлен особым преобразованием верхней мантии и низов консолидированной коры — их эклогитизацией, т.е. гранат-пироксеновым замещением, под воздействием потоков глубинных газов при температуре около 700—800°C. Такое замещение приводит к массовому выносу с глубин в пределы осадочного бассейна щелочей, возможно, также гидридов кремния и алюминия, что интенсифицирует процессы щелочно-кварцевой флюидизации осадочных пород на больших и средних глубинах. Формирующиеся при этом потоки вторичных газовых и рассольных флюидов в ходе восстающего движения при температурах порядка 400—300°C в начале вызывают регионально проявленные доломитизацию, окремнение, ангидритизацию, науглероживание и сульфидизацию пород. Выше, все более уплотняясь и насыщаясь щелочными землями и солями, флюиды становятся перенасыщенными рассолами с концентрацией порядка 50—70 %. Такая сверхкрепкая рапа сложного состава на уровне умеренных и малых глубин при температурах 300—100°C отлагает полигалиты, ангидрит-галитовые, существенно галитовые, а также магнезиальные и калиевые соли, содержащие включения различных силикатных минералов, окислов железа и нефтебитумов. В условиях Прикаспийского бассейна инъек-

локализовалось на разных стратиграфических уровнях — от верхнего девона до верхнего триаса включительно — обычно под мощными экранирующими вышележащими песчано-глинистыми толщами с буро-красными расцветками. Расцветки эти имеют эпигенетическую природу — они возникли вследствие пропитки пород постсолевыми уже глубоко окисленными слабыми охлажденными рассолами, переводившими двухвалентное железо в трехвалентное.

Таким образом, важнейшей особенностью флюидизации сверхглубоких бассейнов является массовое образование эндогенных солей с отложением их (в форме силловых, силло-лакколитовых, штоковых и других залежей) на тех глубинах, которые по Р—Т условиям являются оптимальными для синтеза нефти. Поэтому при последующих актах восстановительной флюидизации в таких бассейнах соли играют роль региональных экранов, под которыми в определенных столбообразных структурах над глубинными разломами локализуются наиболее крупные нефтяные и нефтегазоконденсатные месторождения. С прорывами флюидов по разломам связаны более многочисленные мелкие их месторождения, располагающиеся обычно по перифериям солевых штоков. С восстановительным воздействием углеводородных флюидов на сульфатизированные известняки, при температуре ниже 120°C, что типично для апикальных частей солевых залежей (как штоковых, так и силловых), связано образование месторождений самородной серы, метасоматически замещающей вместе с кальцитом гипс и ангидрит.

Уместно отметить, что существуют условия, при которых формирование крупных штоков солей сопровождается накоплением в их апикальных частях эндогенных руд свинца, цинка, а также ртути в промышленных масштабах. Таковы нетрадиционные типы месторождений этих металлов, выявленные в западном Донбассе. По-видимому, основной предпосылкой возникновения металлических месторождений на фронте соляных штоков, является благоприятная литологическая среда: присутствие в разрезе, наряду с терригенными и карбонатными по-

рые могли поставлять металлы в солеобразующую рапу.

Охарактеризованные основные типы флюидизации коры гетерогенны: им свойственны качественно разные мантийно-коровые взаимодействия, геотектонические обстановки дегазации, режимы эволюции флюидов и наборы полезных ископаемых, т.е. металлогенические и нафтометаллогенические ряды. Общей же причиной их возникновения является глубинная дегазация — тот извечно действовавший механизм саморазвития планеты, который создал окисно-силикатную ее внешнюю оболочку с заключенными в ней эндогенными полезными ископаемыми. Поэтому дальнейший прогресс в теоретических представлениях о соотношениях магмообразования и метаморфизма разных типов, катагенеза, эндогенных процессов рудообразования, соле- и нефтеобразования настоятельно требует углубления представлений об этом глобальном механизме и особенностях его развития в разных обстановках.

Между рассмотренными типами глубинной флюидизации коры, естественно, существуют и переходные их различия; существуют также условия их пространственного сближения и даже наложения друг на друга,

что можно видеть на примере образования очагов гранитизации среди комплексов предварительно науглероженных пород, с чем связано возникновение крупнейших месторождений золота тянь-шаньского типа. Все это необходимо учитывать как при изучении платформ, так и обрамляющих их подвижных поясов и переходных структур, где могут размещаться мало пока изученные типы полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. — М.: Недра, 1978.
2. Дегазация Земли и геотектоника // Тез. докл. II Всесоюз. совещ. — М.: Наука, 1985.
3. Дегазация Земли и геотектоника // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. — М.: Наука, 1991.
4. Иванкин П.Ф. Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов. — М.: Недра, 1991.
5. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблемные вопросы минерации осадочных бассейнов // Руды и металлы. 1994. № 1. С. 4—10.
6. Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журнал Всесоюз. хим. об-ва. 1986. Т. XXXI. № 5. С. 540—547.
7. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. — М.: Недра, 1975.
8. Семенов Н.П. Кислородно-водородная модель Земли. — Киев: Наукова Думка, 1990.

Ivankin P. F.

ESSENTIAL TYPES OF PLUTONIC FLUIDIZATION OF LITHOSPHERE AND CORRELATION OF ORE-PETROGENESIS, SALT AND OIL GENERATION PROCESSES

Six essential types of lithosphere fluidization due to reducing mantle degasification are shown to be distinguished: mantle, orthomagmatic; mantle-crustal, magmatogene; intracrustal, magmatogene; mantle, fluidogene in miogeosyncline-type zones; mantle, fluidogene in shallow sedimentary basins; intracrustal, fluidogene in very deep sedimentary basins. Brief characterization of mineral commodity formation series innate to each of these types is presented.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 549:283

© Коллектив авторов, 1995

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ИНДИКАТОРНЫХ ПРИЗНАКОВ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА

Л. А. НИКОЛАЕВА, Е. А. ПЫЦКАЯ, И. А. ЧИЖОВА, С. В. ЯБЛОКОВА (ЦНИГРИ
Роскомнедра)

На основе базы данных в системе прогнозирования «Астра» и СУБД «Лист» по 27 эталонным рудным и 235 россыпным объектам проведено разделение золотых россыпей по типам источников питания. Разработаны признаковые модели золота, обеспечивающие более точную идентификацию золотого оруденения. Дана количественная оценка распределения его типов по районам Верхояно-Чукотской области.

Использование типоморфных признаков золота при прогнозировании и поисках золоторудных месторождений стало в последние десятилетия неотъемлемой частью геологоразведочных работ. В золотоносных регионах со слабой обнаженностью и ограниченным числом известных рудных объектов на ранних стадиях исследования территории представления о формационной принадлежности и минеральных типах золотого оруденения можно получить при изучении золота из россыпей. Однако отсутствие количественной оценки вариаций признаков золота позволяло использовать их в роли показателей формационных и минеральных типов только качественно.

На примере ряда районов Верхояно-Чукотской складчатой области [2] проведена количественная оценка значимости индикаторных признаков самородного золота и уточнены границы их применения для выделения россыпей по типам источников питания. При характеристике золотого оруденения использована региональная типизация золоторудных месторождений, максимально приближенная к минералогическим систематикам П.И.Скорнякова и Д.А.Тимофеевского, не противоречащая разработанным в ЦНИГРИ классификациям и включающая основные рудные формации, выделяемые большинством исследователей.

и рудопроявления региона относятся в основном к золото-кварцевой формации (арсенипиритовый, полиметаллический и сульфидоантимонитовый минеральные типы), реже — к золото-редкометалльной, золото-сульфидной и золото-антимонитовой. Оруденение золото-сульфидно-кварцевой, золото-серебряной и медно-порфировой золотосодержащей формаций расположено в непосредственной близости к Охотско-Чукотскому поясу в структурах с широким развитием вулканогенных образований. По каждому формационному и минеральному типу выбраны эталонные объекты.

Для количественной оценки формационной принадлежности самородного золота в россыпных месторождениях создана база данных (БД) под управлением СУБД «Лист», разработанной в ЦНИГРИ и функционирующей на ПЭВМ типа IBM PC/AT. Матрица БД подготовлена на основе табличного варианта по шести основным признакам, она содержит очень краткие сведения об объекте исследования — геотектонической позиции и проявлениях на территории рудной минерализации. Количественно охарактеризованы для 27 рудных и 235 россыпных месторождений гранулометрия выделений золота, его проба, состав элементов-примесей, морфология, внутреннее строение, детализированные по 140 признакам. Пер-

ло признаков до 79, наиболее полно отражающих характер самородного золота различных типов оруденения. Для получения объективных критериев, характеризующих золото различных формационных типов, табличный материал проанализирован на ЭВМ посредством разработанной одним из авторов прогнозирующей системы «Астра» методом логико-информационного анализа. Метод основан на изучении вариационных рядов объектов и принципе общности свойств [1]. Суть его сводится к выделению интервалов-индикаторов из диапазона изменения значений признаков, описывающих объекты исследования, оценке значимости этих признаков и проведении по вычисленным разделяющим весам этих интервалов идентификации объектов. Для этого применялся алгоритм GOLOSK: максимальный информационный вес присуждается признакам самородного золота, участвующим в наибольшем числе их сочетаний, разделяющих заданные классы (формации и минеральные типы). Каждый объект характеризуется степенью сходства с каждым из классов и автоматически относится к тому классу, с которым он обладает максимальным сходством. Описанные алгоритмы входят в систему прогнозирования «Астра», разработанную на языке FORTRAN для ПЭВМ IBM PC/AT.

Попытка разбраковки месторождений по отдельным признакам золота, а не по их совокупности, дала отрицательный результат. Только по модальным значениям пробы удалось выделить несколько однородных групп, наиболее близких к принятой классификации; однако не 100%-й уровень значимости модальных значений пробы золота при существенной роли других признаков не позволяет использовать в качестве формационной компьютерную классификацию. В результате проведенного анализа для каждого из классов установлены от 8 до 15 наиболее информативных признаков при пороге информативности 10 %. Разделительная сила (уровень значимости) признаков оценивалась в процентах, составляя для одного класса в сумме 100 %.

Для арсенипитового минерального типа (класса) золото-кварцевой формации наиболее значимым оказался максимальный размер выделений золота (14,5 %). Для этого типа характерно крупное золото, не-

точно весомы вариационные и модальные величины пробы золота (6 признаков), суммарный уровень значимости которых 54,5 %; существенно ниже значимость минимального модального размера, трещинных и гемиидиоморфных выделений.

Для полиметаллического минерального типа той же формации наиболее весомы значения модальной пробы золота (минимальный — 19,7 %) и особенно ее верхней границы (29,7 %); весьма значимые признаки — вариации пробы золота. Отмечается повышенная примесь мышьяка (0,п %) и наличие халькопирита в сростках.

Наиболее информативным признаком сульфоантимонитового минерального типа золото-кварцевой формации является модальная проба золота, уровень значимости которой — 30,4 %. Наличие сульфосолей в сростании с золотом и максимальная крупность выделений, лежащая в интервале 3,5—5,5 мм, характеризуют этот тип с точностью 10,1 %.

Золото антимонитовой формации резко выделяется по пробе и крупности выделений; их суммарная значимость составляет 65,2 %. Информативность каплевидных выделений оценивается в 5,6 %.

Золото-редкометалльный тип, как и описанные выше, характеризуется определенными интервалами значений пробы золота — модальной (с уровнем значимости 30,2 %) и вариационной (20,2 %). Информацию о классе несут также минимальные размеры золота (10,1 %), повышенные примеси висмута и присутствие в сростках с золотом минералов висмута.

Для золото-сульфидной формации информативны модальные значения пробы (33,9 %) и максимальная проба золота (22,6 %). Индикаторное значение имеют распространение интерстициальных форм выделений и их максимальные размеры, идентифицирующие тип с вероятностью 11,3 %.

В золото-серебряном типе золото характеризуется минимальной модальной пробой, лежащей в интервале 500—680, и другими статистическими параметрами пробы. Суммарный уровень значимости этих признаков 42,6 %. Наличие дендритов идентифицирует этот тип с оценкой значимости 8,5 %. Доля других признаков, в основном морфологических и относящихся к примесям

Все 8 признаков, характеризующих золото медно-порфировой формации, имеют уровень значимости выше 7,5 %, при большем уровне для модальных значений пробы (33,6 %) и максимальном размере выделений (16,8 %). Присутствие в золоте примеси меди в количестве первых процентов (уровень значимости 11,2 %) и сростков с минералами меди — индикаторные признаки формации.

Таким образом, для всех рассмотренных формаций и минеральных типов в пределах изученной площади наиболее информативны модальные значения пробы золота. Четкая дифференциация объектов по этому показателю возможна благодаря различным индикаторным его значениям с практически незначимыми их перекрытиями. При этом уровень значимости минимальных и максимальных значений модальной пробы золота достигает в сумме 50 %. Вторая половина оценок приходится на различные признаки, среди которых преобладают размеры золотин и для отдельных формаций и минеральных типов — морфология и элементы-примеси.

Для определения формационной принадлежности самородного золота наряду с наиболее типичными его особенностями, установленными для эталонных рудных месторождений, необходимо учитывать другие признаки, менее распространенные, нередко конвергентные, но относящиеся к комплексу индикаторных для золота всей изученной совокупности коренных источников каждого формационного типа и связанных с ними источников россыпей. С этой целью были созданы признаковые модели различных типов оруденения Верхояно-Чукотской складчатой области.

Задача разделения россыпей по типам питавших их коренных источников сводилась к поиску объектов, удовлетворяющих условиям присутствия тех или иных наиболее информативных для формационного деления признаков россыпного золота, и осуществлялась двумя способами.

При поиске объектов по заданному условию в СУБД «Лист» выборки россыпного золота с определенными совокупностями наиболее информативных признаков строились на основе известных в районе золоторудных про-

тервалов модальных значений пробы золота для различных типов иногда создавало затруднения при разделении объектов, а об участии нескольких типов источников в питании россыпей можно было судить лишь предположительно, учитывая признаковые модели, упомянутые выше.

Для устранения недостатков анализа, получения количественных оценок и более экспрессного решения задачи база данных была проанализирована И.А.Чижовой в системе прогнозирования «Астра». Выделенные ранее посредством этой системы формационные признаки рудного золота легли в основу идентификации золота россыпей. Расчет проводился по максимальной величине подобия, как и при распознавании контрольных рудных объектов с неясной формационной принадлежностью. Максимальные оценки степени принадлежности объектов к тем или иным формациям и типам в среднем составляют 30—50 % при вариациях от 16,8 % до 78,7 %. Низкие значения свидетельствуют об отсутствии полной информации по золоту объекта. Близкие количественные отношения разнотипного золота указывают на полигенность источников питания у 25 % россыпей; для большинства других россыпей доля участия источников разных типов незначительна. Большая степень определенности (60—70 %) отмечается для россыпей Аллах-Юньского пояса — с одним типом коренного оруденения. На территориях с распространением разнотипной минерализации (Ольчано-Нерская, Адыч-Тарынская, Кепервеевская и Баимская зоны) максимальные оценки принадлежности золота чаще более низкие, т. к. распределяются по нескольким классам. О распространении нескольких типов золотой минерализации свидетельствуют широкая дисперсия пробы золота, многомодальность ее распределения, присутствие самородков, повышенное количество и содержание элементов-примесей, разнообразие морфологических форм и внутреннего строения выделений. Эти же площади выделяются по высокой продуктивности из-за наибольшей интенсивности процессов рудо- и россыпеобразования.

Распределение типов золотого оруденения по районам Верхояно-Чукотской области (в % от количества россыпей)

Золотоносные зоны и районы	Золоторудные формации и минеральные типы*							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Ольчано-Нерская зона	32	25	12	2	2	12	6	9
Адыча-Тарынская зона	30	4	34	10	0	10	6	6
Прииндигирская зона	16	77	0	0	0	7	0	0
Аллах-Юньская зона	5	95	0	0	0	0	0	0
Мало-Анюйский район	48	20	6	6	0	7	0	13
Ичувеемский район	50	15	10	5	5	5	10	0
Раучуанский район	56	0	11	0	0	22	0	11
Больше-Анюйский район:								
Иннахский узел	42	47	11	0	0	0	0	0
Тополево-Хетачинский узел	86	14	0	0	0	0	0	0
Баимская зона	18	23	12	0	18	6	23	0
Стадухинский узел	40	60	0	0	0	0	0	0

* Формации: 1, 2, 3 — золото-кварцевая (арсенопиритовый, полиметаллический, сульфоантимонитовый минеральные типы); 4 — золотоантимонитовая; 5 — золото-редкометаллическая; 6 — золото-сульфидная; 7 — золото-серебряная; 8 — медно-порфирировая.

чины (соответствия типу/классу) в экспертной системе «Астра» показали хорошую степень сходимости результатов (72 %). Для 25 % россыпей оба метода выявили комплексные источники питания.

Установлено, что основная роль в распространении типов золотого оруденения, принимавших участие в процессе россыпеобразования, принадлежит объектам золото-кварцевой формации — арсенопиритовому и полиметаллическому минеральным типам. На их долю приходится 34 и 31 % питания россыпей соответственно. Сульфоантимонитовый минеральный тип золото-кварцевой формации послужил основным источником питания 12 % россыпей, оруденение золото-антимонитовой формации — 3 %, золото-редкометаллической — 2 %, золото-сульфидной — 8 %, золото-серебряной — 5 %, меднопорфирировой — 5 %.

Высокая информативность признаков россыпного золота при определении типов коренных источников обусловлена в Верхояно-Чукотской области слабыми гипергенными преобразованиями самородного золота. Поэтому в регионах, где золото глубоко преобразовано в зоне гипергенеза, следует вводить в базу данных поправочные коэффициенты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гореликова Н.В., Чижова И.А., Косовец Ю.Г. Парагенезисы микроэлементов касситерита как основа рудно-формационного анализа при прогнозировании коренных источников россыпей олова // Минералогия и геохимия россыпей. — М., 1992. С. 135—152.
2. Николаева Л.А., Яблокова С.В., Пыцкая Е.А. Количественный анализ типоморфных признаков самородного золота // Тез. докл. год. сессии Моск. Отд. ВМО. — М., 1993.

Nikolayeva L.A., Pytskaya Ye.A., Chizhova I.A., Yablokova S.V.

QUANTITATIVE ANALYSIS OF PLACER GOLD INDICATORS

Using a special-purpose database controlled by «Astra» prognostic system and «List» database control system and involving 27 standard ore deposition features and 235 placer entities, classification of gold placers by feeding source types has been performed. Indicator-based models providing an increase in reliability of gold mineralization identification have been created. The distribution of gold mineralization types over the regions of the Verkhovano-Chukotskaya region has

УДК 550.42:546.027

© А. П. Лихачев, А. Д. Кириков, А. В. Ли-Фату, 1995

ИЗОТОПИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

А. П. ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ Роскомнедра), А. Д. КИРИКОВ, А. В. ЛИ-ФАТУ
(Объединенная акционерная компания «Механобр-Аналит»)

Экспериментально и теоретически обосновывается возможность фракционирования изотопов переходных элементов в геологических процессах. Определялись изотопные отношения железа, никеля и меди в минералах из образцов руд и горных пород платино-медно-никелевых месторождений Норильска и Садбери, а также железного метеорита Сихотэ-Алинь. Изотопные измерения выполнялись на вторично-ионном масс-спектрометре IMS4F фирмы Cameca по специально разработанной методике. Полученные результаты указывают на существование значительных различий в изотопных отношениях $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$, $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{58}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$, $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$, $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$. Причины наблюдаемых различий могут быть связаны с различными источниками элементов и изотопным фракционированием в геологических процессах.

В настоящее время, в связи с развитием новых направлений в масс-спектрометрии, в особенности метода вторично-ионной масс-спектрометрии, появилась возможность определять изотопный состав сидерофильных и халькофильных переходных элементов с целью изучения геологических объектов. Для этого требуется, с одной стороны, разработать методы анализа, а с другой — определить круг объектов, обеспечивающих получение достоверной изотопно-геологической информации разработанными методами.

Используя эту возможность, мы предприняли попытку определения изотопного состава железа, никеля и меди в минералах образцов руд, горных пород и метеорита с целью выяснения вопросов источников рудных компонентов платино-медно-никелевых месторождений [4], при формировании которых допускается участие космического материала (Садбери), вещества коры, мантии и ядра Земли [3]. В исследованиях использовались образцы месторождений Норильска, Садбери и Сихотэ-Алиньского железного метеорита. В Норильском районе изучались массивные руды и вкрапленная минерализация в пикритовом габбродолерите Октябрьского месторождения. В Садбери — массивные пирротиновая и халькопиритовая руды месторождения Крейтон. В Сихотэ-Алиньском метеорите —

Анализировались зерна пирротина, халькопирита, пентландита, магнетита, камасита и оливина. Изотопные измерения выполнялись на вторично-ионном масс-спектрометре IMS4F фирмы Cameca по специально разработанной методике. Погрешность измерения составляла 0,3 % (относительных). Содержание элементов определялось на микрозондовом анализаторе KAMSKAN с погрешностью 1,0 %. При разработке методики и выполнении анализов учитывались следующие факторы: изотопная гетерогенность; изобарные наложения комплексных (многоатомных) ионов; изобарные наложения атомарных ионов; дискриминация масс. Определялись отношения $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$, $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$; $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{58}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$, $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$, $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$, $^{63}\text{Cu}/^{65}\text{Cu}$.

Образцы для анализа изготавливались в виде плоско-параллельных шлифов размером 5x5—10x10 мм при толщине 1—2 мм. Непосредственно перед установкой в прибор шлиф обезжиривался в жидком фреоне в ультразвуковой ванне в течение 20 мин. После этого он с помощью пинцета устанавливался в прибор в соответствии с инструкцией по эксплуатации. Отбор анализируемого вещества осуществлялся непосредственно в процессе анализа путём выбивания атомов и ионов пучком первичных ионов

Измерения изотопного состава проводились в следующем режиме работы прибора.

Первичные ионы:

тип ионов — «0»,

ускоряющее напряжение — 15 кВ,

ток пучка — 100 нА,

диаметр пучка — 10 мкм,

растр — отключен.

Вторичные ионы:

офсет — 100 В,

контрастная апертура — 70 мкм,

разрешение по массе — 500,

энергочель — 50 В.

Основными особенностями данного режима анализа минералов являются:

1. Отсутствие зарядки образца, что исключает необходимость нанесения токопроводящих покрытий и/или применения электронной пушки для компенсации заряда. Тем самым устраняется главный источник погрешностей анализа.

2. Минимальное разрешение по массе позволяет получить максимальную чувствительность и точность анализа. Для полного устранения наложений изобарных комплексных ионов всегда имеющих более низкую энергию, чем атомарные ионы, применены запирающее напряжение (офсет) и узкая энергочель, сдвинутая в сторону высоких энергий.

3. Исключено образование комплексных ионов с атмосферными газами (прежде всего с водородом) за счет высокой скорости распыления, которое ведется неподвижным первичным пучком.

Анализ выполнялся по стандартной программе ISOTOPES—PEAK—SWITCHING управляющего компьютера:

измеряемые изотопные отношения — $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{60}\text{Fe}/^{62}\text{Fe}$, $^{61}\text{Fe}/^{62}\text{Fe}$, $^{63}\text{Fe}/^{65}\text{Fe}$ и др.;

число блоков — 10;

число спектров в блоке — 20;

период измерений — 0,5—2 с;

пауза — 0,5 с.

Калибровка по положению щели в режиме SLIT через 2 блока. Измерение изотопного состава каждого минерала производилось в пяти точках, находящихся на расстоянии 0,1 мм друг от друга. Результаты измерений усреднялись.

Примеры полученных результатов приведены на рис. 1—3 и в табл. 1—3

$^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ (см. рис. 1, а) практически все проанализированные образцы по соотношению $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ находятся левее известной в литературе распространенности этих изотопов, т.е. характеризуются обогащенностью изотопом ^{57}Fe . Компактно расположенные данные по норильским рудам и халькопиритовой руде Садбери показывают, что они менее обогащены ^{57}Fe , чем резко удаленная от них пирротиновая руда Садбери. В существующем между ними разрыве поместились данные, полученные для оливина пикритового габбродолерита Хараелахской интрузии Талнахского рудного поля. Наибольшая же обогащенность изотопом ^{57}Fe характерна для камасита Сихотэ-Алиньского метеорита. А в целом исследуемые образцы выстроились в единую, возможно эволюционную, линию. В аналогичной последовательности обогащения изотопом ^{57}Fe расположились проанализированные образцы по шкале отношений $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$.

На диаграмме $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ (см. рис. 1, б) пирротиновая руда Садбери, оливин пикритового габбродолерита Норильска и камасит метеорита находятся выше уровня значения общей распространенности, а существенная часть данных по норильским рудам и халькопиритовой руде Садбери соответствует этому значению. Таким образом, из диаграмм (см. рис. 1, а, б) видно, что пирротиновая руда Садбери, оливин пикритового габбродолерита Норильска и камасит метеорита обогащены не только изотопом ^{57}Fe , но и ^{58}Fe (т.е. тяжелыми изотопами железа) по сравнению с норильскими рудами и халькопиритовой рудой Садбери.

На диаграмме $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ (см. рис. 1, в) все проанализированные образцы находятся намного ниже величины $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ присущей значению общей распространенности при практически одинаковых значениях этого отношения в рудах Садбери и Норильска и более высоких отношениях в оливине и камасите по сравнению со всеми рудами.

На диаграмме $^{58}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ — $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ (см. рис. 2; а) фиксируется смещение значений анализированных образцов вправо и несколько вверх от точки значения общей распространенности, в сторону увеличения содержания изотопов ^{64}Ni и ^{58}Ni . По соот-

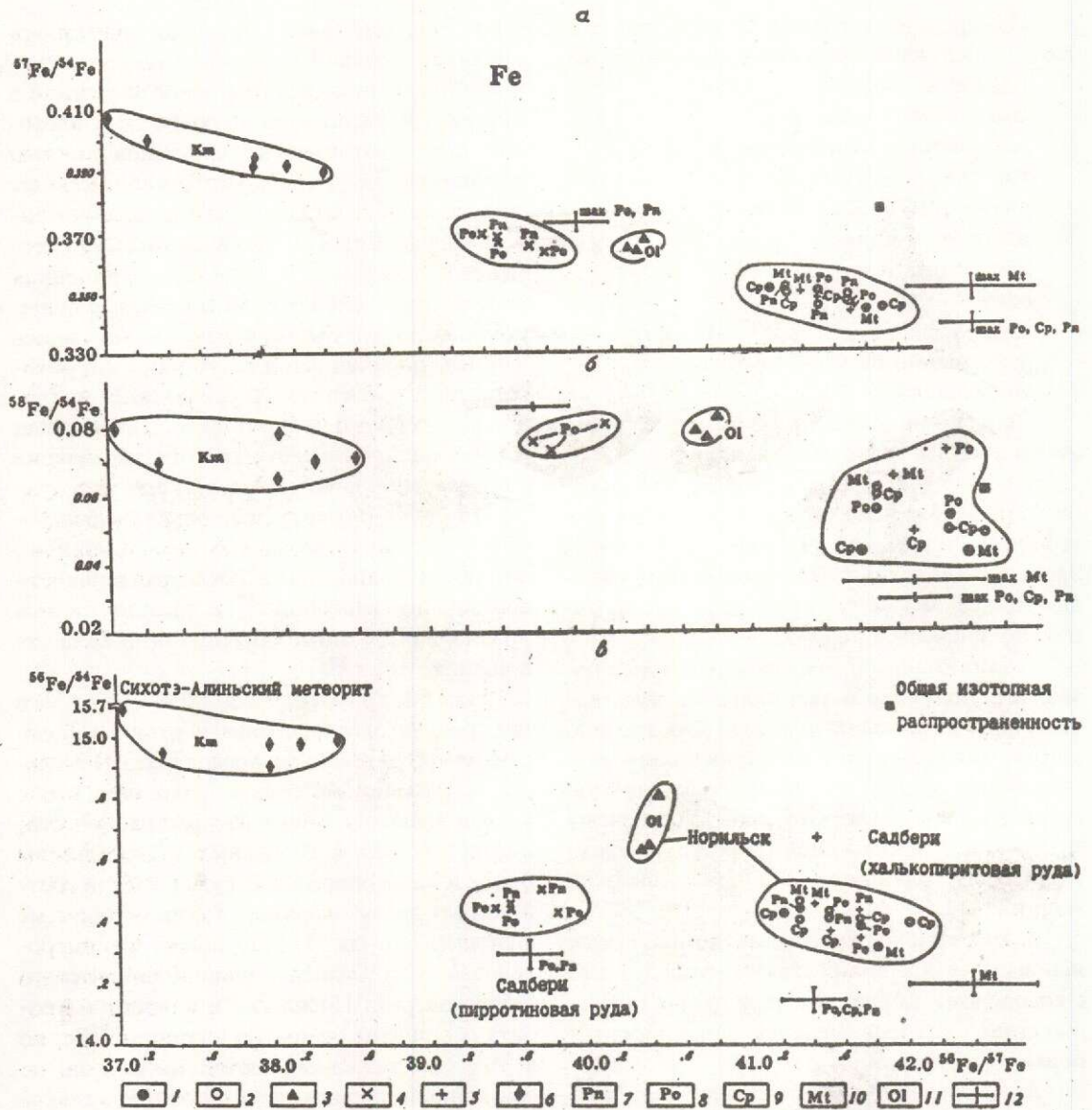


Рис. 1. Результаты определения изотопных отношений железа:

Норильск: 1 — массивная руда, 2 — вкрапленная руда, 3 — пикритовый габбродолерит; Садбери: 4 — пирротиновая массивная руда, 5 — халькопиритовая массивная руда; Сихотэ-Алинь: 6 — камасит; 7 — пентландит, 8 — пирротин, 9 — халькопирит, 10 — магнетит, 11 — оливин, 12 — стандартные отклонения (максимальные)

рактируются практически одинаковыми значениями, тогда как по отношению $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ они резко различны. Норильские руды относительно гомогенны и находятся ближе всего к значению общей распространенности, являясь наименее обогащенными изотопом ^{64}Ni . Пирротиновая руда Садбери

удаленная от них халькопиритовая руда. Это противоположно рассмотренным выше изотопным данным по железу, из которых следует, что пирротиновая руда Садбери больше отличается от норильской, по сравнению с халькопиритовой рудой, расположенной в поле распространения значений

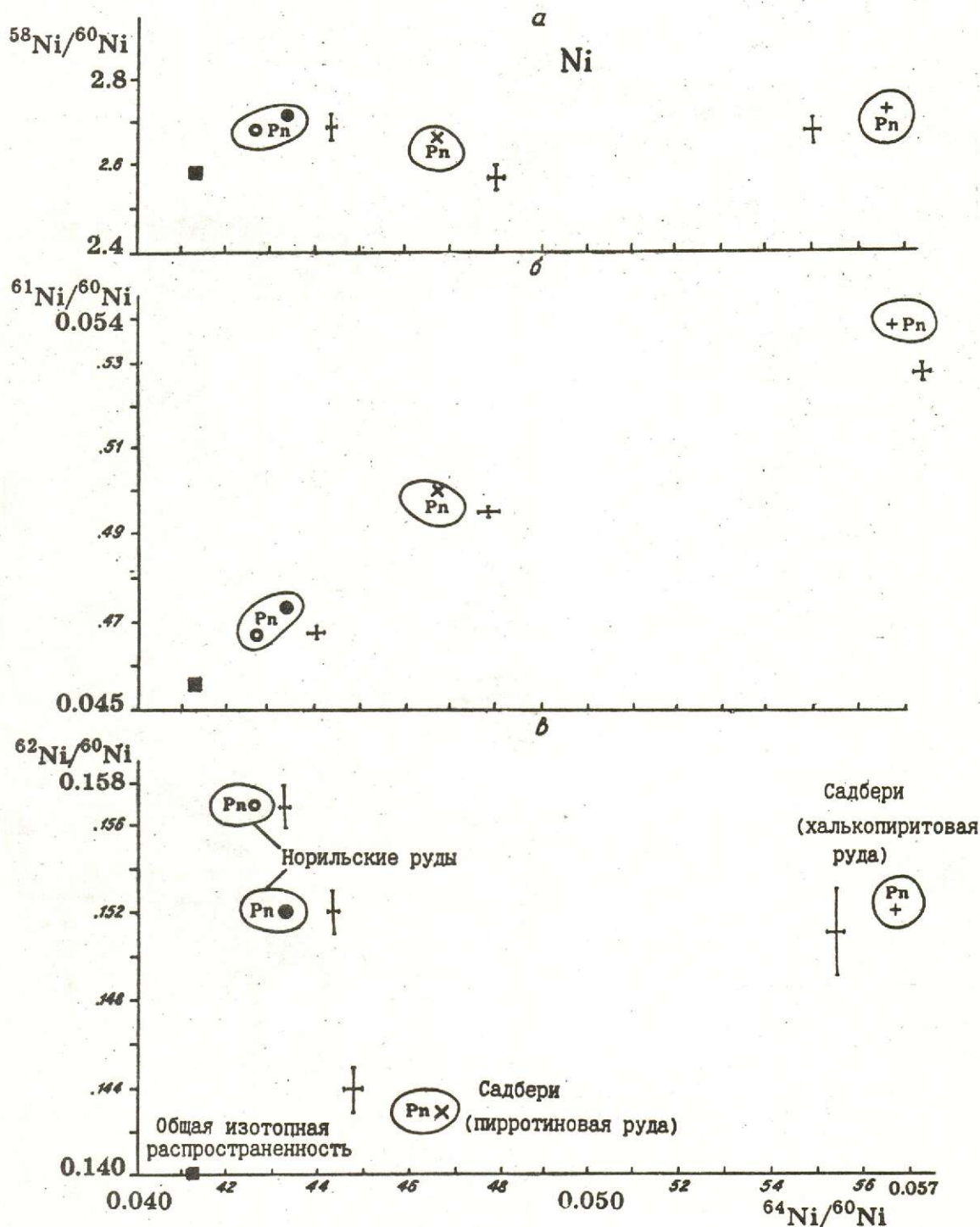


Рис. 2. Результаты определения изотопных отношений никеля:

Усл. обозн. см. рис. 1

На диаграмме $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ — $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ (см. рис. 2, б) также проявляется гомогенность норильских руд при незначительном

удалении от норильских в том же направлении в сторону увеличения содержания изотопов ^{61}Ni и ^{64}Ni . Руды Садберри удалены от норильских в том же направле-

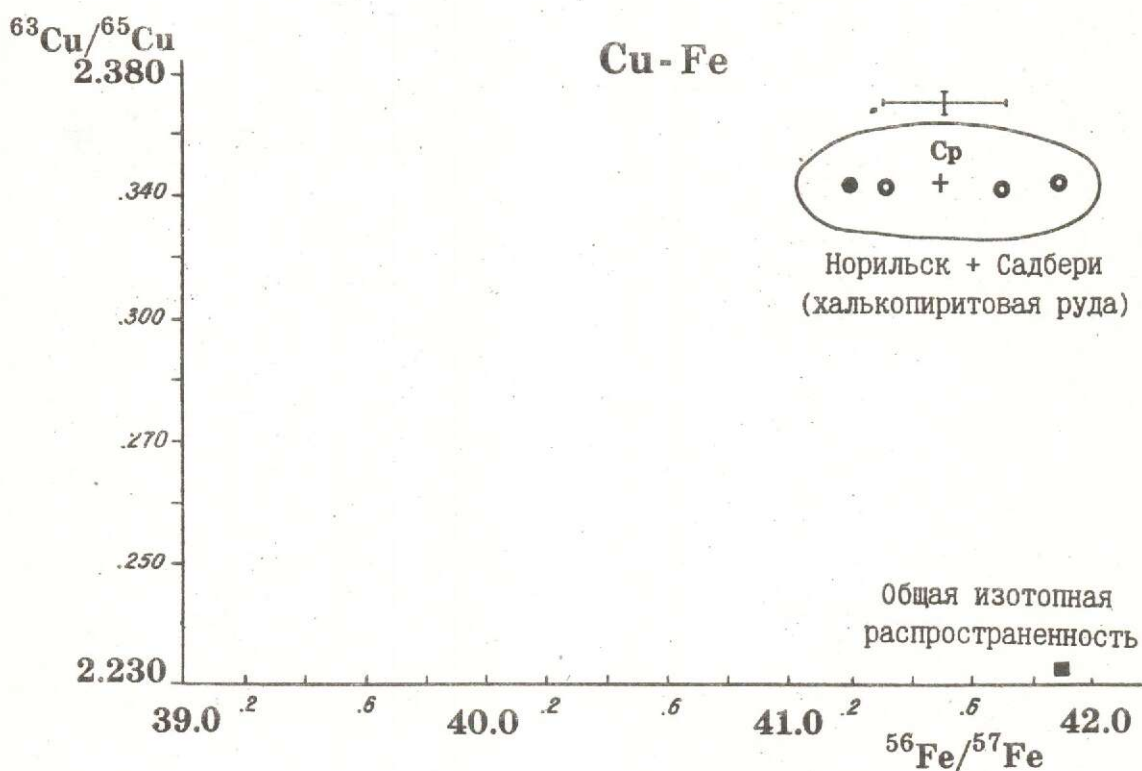


Рис. 3. Результаты определения изотопных отношений меди и железа:

Усл. обозн. см. рис. 1

расположена ближе к норильским, чем халькопиритовая. Обращает на себя внимание расположение значений проанализированных образцов на одной диагональной линии. В начале ее находится точка общей распространенности, за ней значения норильских руд, далее пирротиновой и в конце халькопиритовой руд Садбери. Возможно, это расположение точек имеет эволюционную природу.

На диаграмме $^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ — $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ (см. рис. 2, в) проявлено высокое положение значений проанализированных образцов по содержанию изотопа ^{62}Ni при наибольшей близости к значению общей распространенности пирротиновой руды Садбери, однотипности значений халькопиритовой руды Садбери с массивными рудами Норильска и наиболее высоком положении норильской вкрапленной руды.

топные отношения меди в рудах Норильска и в халькопиритовой руде Садбери при резком удалении их вверх от значений общей распространенности в сторону повышения содержания легкого изотопа ^{63}Cu .

Таким образом, полученные и рассмотренные выше данные свидетельствуют о сравнительно гомогенном составе сульфидного вещества образцов норильских месторождений, проявляющемся в изотопных отношениях всех трех анализированных элементов — Fe, Ni и Cu. Изотопный состав железа оливина пикритового габбродолерита норильской рудоносной интрузии также гомогенен, но четко отличается от железа сульфидного вещества.

Руды Садбери характеризуются резкой неоднородностью, но каждой из проанализированных разностей этих руд свойственна собственная гомогенность. Сравнительно

I. Результаты определения изотопных отношений железа

Образец, место отбора	$^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$
Норильск				
<i>Месторождение Октябрьское, массивная сульфидная залежь, скв. 1833, глубина 1898,7 м</i>				
Пирротин	14,39	0,345	0,0496	41,7
	0,03	0,001	0,0001	0,2
Пентландит	14,45	0,350	—	41,3
	0,02	0,002	—	0,2
Магнетит	14,32	0,343	0,0380	41,8
	0,03	0,003	0,0001	0,2
<i>Вкрапленные сульфиды в пикритовом габбродолерите, скв. 1833, глубина 1775,8 м</i>				
Пирротин	14,44	0,349	0,0515	41,5
	0,02	0,001	0,0002	0,2
Халькопирит	14,41	0,345	0,0454	41,7
	0,04	0,001	0,0003	0,1
Халькопирит	14,40	0,344	0,0447	41,9
	0,03	0,001	0,0003	0,1
Халькопирит	14,41	0,349	0,0552	41,3
	0,02	0,001	0,0003	0,1
Пентландит	14,42	0,345	—	41,5
	0,02	0,002	—	0,2
Магнетит	14,47	0,350	0,0572	41,3
	0,04	0,001	0,0004	0,3
Оливин	14,64	0,363	0,0728	40,36
	1,6	0,181	0,011	16,1
Скв. 1833, глубина 1774,3 м	14,82	0,367	0,0710	40,4
	1,9	0,205	0,014	16,1
Скв. 1833, глубина 1774,3 м	14,64	0,364	0,0722	40,31
	1,7	0,193	0,020	17,7
Садбери				
<i>Месторождение Крейтон, массивная существенно пирротиновая руда, глубина 7600 футов</i>				
Пирротин	14,44	0,363	0,0770	39,8
	0,03	0,001	0,0008	0,1
Пирротин	14,45	0,367	0,0724	39,4
	0,04	0,002	0,0005	0,2
Пентландит	14,46	0,366	—	39,5
	0,05	0,003	—	0,3
Пентландит	14,51	0,365	—	39,7
	0,03	0,002	—	0,2

Образец, место отбора	$^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$	$^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$
<i>Массивная существенно халькопиритовая руда</i>				
Пирротин	14,35	0,344	0,0681	41,7
	0,04	0,001	0,0004	0,1
Халькопирит	14,37	0,346	0,0457	41,5
	0,01	0,002	0,0003	0,1
Пентландит	14,43	0,346	—	41,7
	0,02	0,002	—	0,2
Магнетит	14,46	0,349	0,0606	41,4
	0,02	0,004	0,0007	0,4
<i>Сихотэ-Алинь</i>				
Камасит	14,89	0,392	0,064	37,98
	15,08	0,407	0,079	37,05
	14,93	0,400	0,0692	37,30
	14,97	0,394	0,0780	37,99
	14,97	0,392	0,0690	38,19
	14,98	0,390	0,0700	38,41
<i>Значение общей распространенности (литературные данные)</i>				
	15,75	0,376	0,0567	41,9

Примечание. В числителе — изотопные отношения, в знаменателе — стандартные отклонения.

При отсутствии экспериментальных и теоретических данных о коэффициентах межфазного распределения изотопов рассматриваемых элементов, условий и пределов их фракционирования, нельзя делать каких-либо однозначных выводов и заключений, объясняющих причины наблюдаемых изотопных отношений. Можно только высказать предположительные и предварительные суждения.

Судя по результатам исследований изотопов других элементов, например серы, в химических реакциях каждый изотоп ведет себя как самостоятельный элемент. Поведение изотопа определяется его энергетической возможностью вступать в соединение с другими элементами (изотопами) и величиной энергии связи в соединениях. Для элементов в целом энергия (сила) связи определяется свободной энергией образования соединений. Для каждого изотопа также должны существовать собственные энергетические потенциалы, но величина их остается неопределенной.

электронных оболочек и распределения электронов по энергетическим уровням. Изотопы одного и того же элемента имеют одинаковое количество протонов и электронов, но различаются по количеству нейтронов, а следовательно, и по массе.

Различие в массе изотопов в большинстве случаев не может объяснить их поведение в химических реакциях. Например, в экспериментах по гидротермальному перетолжению сульфидных минералов платино-медно-никелевых руд методом термоградиентных химических транспортных реакций в первую очередь из исходных минералов выносятся тяжелый изотоп ^{34}S , накапливающийся во вновь образуемых сульфидных соединениях зоны кристаллизации [1]. То есть, в данном случае тяжелый изотоп ^{34}S оказывается более подвижным, т. к. энергетически менее связан в исходных пирротине, халькопирите и пентландите, чем легкий изотоп ^{32}S . Различие в энергии связи изотопов одного и того же элемента в решетках минеральных фаз и других соединений может объясняться разным строением

2. Результаты определения изотопных отношений никеля

Образец, место отбора	$^{58}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$	$^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$	$^{62}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$	$^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$
Норильск				
<i>Октябрьское месторождение, массивная сульфидная залежь, скв. 1833, глубина 1898,7 м</i>				
Пентландит	2,712	0,0473	0,152	0,0433
	0,014	0,0001	0,001	0,0001
<i>Вкрапленные сульфиды в пикритовом габбродолерите, скв. 1833, глубина 1775,8 м</i>				
Пентландит	2,681	0,0467	0,157	0,0426
	0,028	0,0001	0,001	0,0001
Садбери				
<i>Месторождение Крейтон, массивная существенно пирротиновая руда, глубина 7600 футов</i>				
Пентландит	2,667	0,0504	0,143	0,0467
	0,032	0,0001	0,001	0,0002
<i>Массивная существенно халькопиритовая руда</i>				
Пентландит	2,717	0,0538	0,152	0,0567
	0,025	0,0004	0,002	0,0002
<i>Значение общей распространенности (литературные данные)</i>				
	2,588	0,0454	0,140	0,0412

Примечание. В числителе — изотопные отношения, в знаменателе — стандартные отклонения.

свою очередь, должно определяться строением ядра элемента, изменяющегося с изменением количества нейтронов. В отношении строения ядра элементов (распределения и соотношения протонов и нейтронов) имеются только теоретические построения. Что же касается изменения структуры электронной оболочки элемента (изотопа) с изменением массы и строения ядра, то этот вопрос остается неисследованным.

Таким образом, приходится ограничиваться допущением, что стабильные изотопы, в том числе рассматриваемые здесь изотопы Fe, Ni и Cu, имеют различные энергии связи в твердых и жидких (расплавных) соединениях. Следовательно, они должны фракционироваться в процессах гидротермального переотложения, плавления и кристаллизации минеральных веществ. И чем больше разница в энергии связи изотопов, тем больше величина их разделения (фракционирования). Особенно заметно изотоп-

в химических транспортных реакциях, при фракционном и парциальном плавлении веществ, сопровождающихся немедленной изоляцией (оттоком) образующихся расплавов от исходного материала, и при фракционной кристаллизации.

Изотопная неоднородность могла быть заложена в исходном протопланетном веществе. Но в случае полного плавления этого вещества на ранней стадии существования планеты, должна была достигаться частичная или полная его гомогенность. Более вероятна частичная гомогенность. Она характерна для случая неполной растворимости металлической и сульфидной составляющих исходного материала в окисно-силикатном расплаве, т.е. для многофазного состава расплавившихся веществ. При этом в каждой из названных составляющих достигаются собственные уровни гомогенности, которые и характеризуют начальную стадию существования вещества планеты. Формирующиеся здесь первичные

3. Результаты определения изотопных отношений меди

Образец, место отбора	$^{63}\text{Cu}/^{65}\text{Cu}$
Норияльск	
<i>Октябрьское месторождение, массивная сульфидная залежь, скв. 1833, глубина 1898,7 м</i>	
Халькопирит	<u>2,345</u>
	0,002
<i>Вкрапленные сульфиды в пикритовом габбродолерите, скв. 1833, глубина 1898,7 м</i>	
Халькопирит	<u>2,343</u>
	0,002
	<u>2,345</u>
	0,002
	<u>2,342</u>
	0,002
Садбери	
<i>Месторождение Крейтон, массивная существенно халькопиритовая руда</i>	
Халькопирит	<u>2,346</u>
	0,004
<i>Значение общей распространенности (литературные данные)</i>	
	2,235

Примечание. В числителе — изотопные отношения, в знаменателе — стандартные отклонения.

изменения при последующей ее эволюции. Так, концентрирование сульфидной и металлической фракций в центре планеты сохранит в их собственном объеме первичные изотопные соотношения, но может изменить таковые в тех сульфидных и металлических частицах, которые остаются в окисно-силикатной мантии. Последующая изотопная дифференциация ядра планеты должна происходить в ходе протекающих там циркуляционных движений, сопровождающихся накоплением серы в верхней части внешнего ядра [2, 5]. Дифференциация сульфидного и металлического веществ, оставшихся в мантии, происходит при фракционном их плавлении за счет декомпрессии, либо воздействия термического плюма, вызывающего проявление мафит-ультрамафитового магматизма.

Таким образом, каждый образец вещества планеты должен нести информацию о своей истории и степени принадлежности к одной из трех основных исходных составля-

но-силикатной. Наиболее надежными в этом отношении должны быть данные по изотопам железа, никеля, меди и других переходных элементов, являющихся химически более инертными, чем, например, кислород и сера, которые нередко выполняют роль летучих компонентов.

Для рассматриваемых систем и процессов (мафит-ультрамафитового магматизма и связанных с ним платино-медно-никелевых месторождений) наибольшее фракционирование надо допускать на стадии парциального плавления окисно-силикатной и сульфидной составляющих исходного материала и на стадии фракционной кристаллизации окисно-силикатных магм. На стадии кристаллизации сульфидного расплава фракционирование рассматриваемых изотопов может быть незначительным. Это связано с локальностью (ограниченностью) объема сульфидного вещества и нахождения сульфидных фаз в единой массе от начала до конца их кристаллизации. В последнем слу-

ментов в целом, в основном определяется законом межфазного распределения компонентов в равновесных условиях.

На основе полученных в данной работе результатов можно допускать, что в норильских месторождениях железо сульфидного вещества имеет иной источник, чем железо силикатов (оливина). Этот вывод подтверждается петрологическими и геохимическими данными. Они показывают, что оливин пикритового габбродолерита кристаллизовался в интрателлурической бессульфидной (либо слабосульфидоносной) обстановке, и что пикритовый габбродолерит представляет собой механическую смесь протооливина и сульфидной жидкости. Сульфидное вещество накапливалось во время и после формирования горизонта пикритового габбродолерита. Возможно, как говорилось ранее [1], что источником сульфидного материала здесь являлась верхняя часть ядра Земли.

Сульфиды Садбери характеризуются резкими изотопными различиями между пирротиновой и халькопиритовой рудами при проявлении достаточно высокой гомогенности для каждой из этих рудных разновидностей. Расположение точек изотопных отношений железа халькопиритовой разновидности руд Садбери в поле норильских руд может свидетельствовать об аналогичности источника их железной составляющей. Тогда как по никелю они резко отличаются не только от пирротиновой ассоциации Садбери, но и от норильских руд. Следовательно, можно заключить, что в рудах Садбери было несколько источников металлов (мантийный, коровый, метеоритный), либо их источник имел свои специфические особенности.

Как говорилось выше, интересно распределение изотопных отношений на диаграммах $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ и $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ — $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$. Столь закономерное расположение, возможно, имеет генетический смысл. Если принять, что изотопные отношения Сихотэ-Алинского метеорита соответствуют исходному протопланетному веществу, то другие точки диаграмм есть следствие его дифференциации в различных геологических процессах.

Для более надежных генетических построений и объяснений наблюдаемых изотопных соотношений требуется выполнение обшир-

ших все формы и разновидности проявления железа, никеля и меди и включающих экспериментальное изучение закономерностей межфазного изотопного распределения в различных состояниях и средах.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

технически возможно определение изотопного состава железа, никеля, меди и других переходных элементов в минералах руд и горных пород;

существуют значительные различия в изотопных отношениях рассматриваемых элементов как между отдельными объектами, так и внутри них;

установленное отличие в изотопных отношениях железа, никеля и меди Норильска и Садбери от значений общей распространенности изотопов и Сихотэ-Алинского метеорита свидетельствует о специфичности и разнообразии их источников;

руды Норильска имеют единый источник — изотопно гомогенное сульфидное вещество, отличающееся от источника железа оливина ассоциирующих с ними магматических пород;

для Садбери можно допускать существование нескольких источников рудных компонентов;

полученные данные указывают на целесообразность проведения широких изотопных исследований, охватывающих все типы рудных формаций и связанных с ними месторождений;

для надежной (достоверной) интерпретации получаемых результатов требуется постановка специальных экспериментальных и теоретических исследований по определению коэффициентов межфазного распределения изотопов, условий и возможностей их фракционирования.

Выражаем благодарность проф. А. Дж. Налдретту за прочтение рукописи и сделанные им советы и замечания, учтенные в статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лихачев А. П., Стрижов В. П. Об изменении изотопного состава серь-сульфидных руд медно-никелевых месторождений при нагреве и гидротермальном перераспределении // Зап. ВМО. 1974. Вып. 3. С. 205—212.

- the possible sulphur content of the Earth's core // Nature. Phys. Sci. 1973. Vol. 243. № 7. P. 82—84.
3. Likhachev A.P. Sulfides of Noril'sk copper-nickel-PGE deposits as the Earth core substance // IAGOD Internat. Sympos. on Mineralization Related to Mafic and Ultramafic Rocks. Abstract supplement No.3 to Terra nova. 1993. Vol. 5. P. 28.
 4. Likhachev A.P., Kirikov A.D., Li-Fatu A.V. An attempt of determination of isotope composition of Fe, Ni and Cu in minerals of PGE-Cu-Ni deposits in Noril'sk and Sudbury // Abstracts 16th General Meeting Inter. Mineral. Assoc., Pisa, Italy. 1994. P. 244.
 5. Usselman T.M. Experimental approach to the state of the core. Part. The liquidus relations of the Fe-rich portion of the Fe-Ni-S system from 30 to 100 KB // Amer. J. Sci. 1975. Vol. 275. P. 278—290.

Likhachev A. P., Kirikov A. D., Li-Fatu A. V.,

ISOTOPISM OF TRANSITION ELEMENTS: NEW POTENTIALITIES FOR USE IN GEOCHEMICAL EXPLORATION

The possibility of transition elements isotope fractionation in geological processes is substantiated theoretically and by experimental data. The experiments essentially consisted in determination of Fe, Ni and Cu isotope ratios in minerals found in ore and rock samples from Pt-Cu-Ni Noril'sk and Sudbury deposits and Sikhote-Alin siderite. Isotopic measurements were conducted using IMS4F Cameca secondary-ion mass spectrometer through a special-purpose technique. The results point to significant distinctions in $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$, $^{58}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$, $^{58}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$, $^{64}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$, $^{61}\text{Ni}/^{60}\text{Ni}$ ratios. These distinctions are probably due to the ingress of elements from different sources and isotope fractionation in geological processes.

УДК 543.42:549.514.51

© Коллектив авторов, 1995

ПРИМЕНЕНИЕ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КВАРЦА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Ф. И. ИСЛАМОВ (ПГО «Ташкентгеология»), С. Г. КРЯЖЕВ, Н. М. ЗАИРИ,
Г. К. ХАЧАТРЯН, Ю. В. ВАСЮТА, М. Е. ВАСИЛЬЕВА (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Проведены комплексные исследования жильного кварца трёх золото-серебряных месторождений Алмалыкского рудного района. Сопоставление результатов ИК-спектроскопических и газохроматографических анализов показало, что определяющее влияние на интенсивность соответствующих полос ИК-поглощения кварца оказывают структурные примеси воды и углекислоты. Изменчивость параметров ИК-спектров может быть обусловлена различной глубиной формирования кварцевых жил, а также присутствием переменного количества газовой-жидких включений. Установлено, что рудообразующие флюиды имели существенно натриево-гидрокарбонатный состав со значительной долей углеводородных газов. Изотопные данные свидетельствуют о том, что вероятным источником вещества на рудном этапе являлась подстилающая терригенно-карбонатная толща.

Использование метода ИК-спектроскопии в исследованиях генетических и физико-химических особенностей формирования рудных месторождений имеет длительную историю. В настоящее время установлено, что в ИК-спектрах пластин кварца месторождений различных типов наиболее информативными являются три группы полос поглощения [10]. Полосы в области 2100—2300 см⁻¹, которые принято считать обертонами собственных колебаний кристаллической решетки кварца, используются для характеристики степени упорядоченности (индекса кристалличности) кварца. По интенсивности поглощения в области 3300—3800 см⁻¹ оценивается общая концентрация воды — как в составе газовой-жидких включений, так и входящей в структуру кварца в виде отдельных молекул и ионов OH⁻. Колебания, появляющиеся в области около 2350 см⁻¹, обусловлены примесью углекислоты. Помимо этого в некоторых кварцах проявлен дублет в области 2930—2850 см⁻¹, связанный с колебаниями метиленовых и метильных групп алканов.

По данным ряда исследователей, ИК-спектры кварца могут быть использованы для выявления некоторых особенностей про-

концентрацией дефектов OH⁻/металл, щёлочностью среды и скоростью роста кристаллов. М.И. Новгородовой с соавторами [2] показано типоморфное значение полос поглощения гидроксильных групп с компенсирующими металлами Na, K, Li в кварцах золоторудных месторождений. Однако широкое использование этой разработки ограничивалось тем, что в кварце малоглубинных месторождений дефекты типа OH⁻/металл проявляются слабо. При этом степень разрешённости спектров в области 3400 см⁻¹ прямо зависит от глубинности формирования кварцевых жил [10].

Более универсальным оказался метод изучения примесей воды и углекислоты в кварце [1], основанный на оценке их относительных концентраций. Этот метод успешно применялся при сравнительном анализе золоторудных месторождений различных формационных типов. Было установлено, что относительные концентрации углекислоты с глубиной увеличиваются [1, 2, 10].

Вместе с тем, при изучении однотипных месторождений не всегда наблюдается зависимость между параметрами ИК-спектров и степенью продуктивности кварца. Если для некоторых месторождений удалось

ральных комплексов по характеру ИК-спектров кварца, то для близповерхностных руд слабая изменчивость относительных концентраций воды и углекислоты в разнотипных кварцах признана типоморфной особенностью для данных месторождений. Не удалось также разделить кварцы малоглубинных месторождений по индексу кристалличности [4].

Однако именно при изучении близповерхностных руд ИК-спектроскопия кварца приобретает ведущее значение. Обладая большой локальностью, данный метод, в отличие от газовой хроматографии, предпочтителен при изучении тонкополосчатых и зональных кварцевых образований. Кроме того, практическое отсутствие в кварце близповерхностных месторождений крупных флюидных включений не позволяет в полной мере проводить термокриометрический анализ.

В проведенных нами исследованиях по трём малоглубинным месторождениям золота метод ИКС был взят за основу. С учетом опыта предыдущих работ, а также с целью получения дополнительной информации о процессах формирования кварцево-жильной минерализации, съёмка ИК-спектров проводилась в комплексе с термобарогеохимическими и изотопными исследованиями.

Методика исследований. Из образцов кварца размером до 10 см^3 изготавливались полированные пластины толщиной $0,1-0,2 \text{ мм}$ для изучения газовой-жидких включений и съёмки ИК-спектров. Остатки проб дробились до $0,5-0,25 \text{ мм}$, протравливались соляной кислотой, высушивались при 100°C и подвергались газохроматографическому анализу. Отквартованная часть использовалась для определения изотопного состава кислорода. ИК-спектры записывались на приборе Specord M-80 фирмы Карл Цейс, Йена, в диапазоне волновых чисел $4000-1800 \text{ см}^{-1}$ со спектральным разрешением $6-10 \text{ см}^{-1}$. Полосы поглощения около $2930, 2850, 2350$ и 2240 см^{-1} регистрировались в специальном режиме — с растяжкой по абсциссе и ординате и увеличением времени интегрирования.

Согласно известной методике [1], концентрация примесей оценивалась по величине оптической плотности, соответствующей

оптической плотности полосы поглощения 2240 см^{-1} , обусловленной собственными колебаниями кристаллической решётки кварца. Общее содержание воды оценивалось по интенсивности полосы поглощения около 3400 см^{-1} , углекислоты — 2350 см^{-1} , причем интенсивности выражались через относительные оптические плотности этих полос — D_I и D_{II} соответственно. В дополнение к этому учитывалась концентрация углеродородов, проявляющихся в ИК-спектре в виде дублета 2930 и 2850 см^{-1} , обусловленного валентными колебаниями групп C—H [1]. Для полуколичественного расчёта содержания этих примесей использовалась относительная оптическая плотность полосы около 2850 см^{-1} (D_{III}), которая проявлена в ИК-спектрах более чётко.

Одним из преимуществ данной методики является возможность изучения различных морфологических типов кварца в пределах одной пластины, что позволяет более углубленно и дифференцированно подойти к вопросу о генезисе зональных кварцевых жил. Достаточная площадь препарата составляет около 4 мм^2 , а при использовании микроосветительной приставки — около 1 мм^2 . Для сопоставления полученных результатов с данными газохроматографических анализов, наряду с локальным зондированием, проводилась запись суммарных спектров по всей площади пластины.

Для анализа газовой фазы образцов применялся термический метод дегазации, анализировался суммарный объем газов, выделяющихся при нагревании кварца от 100 до 400°C . Газокомпонентный состав определялся на хроматографе «Цвет-100».

Детальное изучение флюидных включений проводилось методами гомогенизации и криометрии по стандартной методике [6] с использованием сконструированной в ЦНИГРИ универсальной криотермокамеры. Точность измерения температур фазовых переходов составляла $\pm 2^\circ\text{C}$, в интервале от -30 до $+30^\circ\text{C}$ — $\pm 0,1^\circ\text{C}$. Кислород из кварца выделялся на модифицированной в ЦНИГРИ установке УВ-1 по фторидной методике, с использованием пентафторида брома в качестве фторирующего агента.

1201 с точностью $\pm 0,1\%$. Результаты приведены относительно SMOW.

Геолого-минералогическая характеристика месторождений. Были изучены образцы жильного кварца и вмещающих пород трех золоторудных месторождений — Каульды, Кочбулак и Кайрагач. Месторождения локализованы в пределах Чаткало-Куряминской металлогенической подзоны и относятся к образованиям золото-адуляр-кварцевой формации. Эти месторождения в целом схожи по геологическому строению и минеральному составу руд. Минерализованные зоны локализованы в толще вулканогенных пород андезито-дацитового состава, отнесённых к акчинской свите (C^2-3), залегающей на терригенно-карбонатных отложениях девон-каменноугольного возраста. В распределении оруденения ведущее значение отводится структурному фактору. Рудообразование связывается с раннепермским магматизмом в эпоху герцинской тектономагматической активизации региона [7]. Непосредственно на месторождениях вскрыты дайки сиенито-диоритовых и диабазовых порфириров.

Вмещающие вулканогенные породы пропилитизированы в эпидот-хлоритовой фации. На пропилиты наложены линейные зоны березитизации и аргиллизации, причем березиты развиты на месторождении Кочбулак, в то время как для месторождения Каульды характерна интенсивная аргиллизация с образованием монокварцевых пород микрогранобластовой структуры (кварцитов) — Q1, окруженных ореолом кварц-гидрослюдистых метасоматитов. На месторождении Кайрагач наблюдаются оба типа гидротермальных изменений. Согласно существующим представлениям [8], подобная зональность свидетельствует о различной глубине формирования метасоматитов. Кварциты, развитые на верхних горизонтах месторождения Каульды, формировались в непосредственной близости от палеоповерхности при максимальной кислотности аргиллизирующих растворов. Смена с глубиной аргиллизитов березитами объясняется главным образом возрастанием фугитивности углекислоты.

Отложению продуктивной кварц-золото-сульфидной ассоциации предшествовало

своем составе обломки ранних метасоматитов и сопровождаются карбонат-сульфидной минерализацией и околорудными карбонат-хлоритовыми породами. Присутствие метасоматического карбоната и хлорита указывает на пониженную кислотность среды, о чём говорит и частое развитие эпидота в рудных жилах. Текстурно-структурные особенности кварцевых жил свидетельствуют о выполнении кварцем открытых трещин. Выделяются три основных морфологические разновидности кварца:

кварц-2 (Q2) — мелкокристаллический аллотриоморфнозернистый агрегат, выполняющий призальбандовые части жил и вмещающий обломки пород в брекчиях;

кварц-3 (Q3) — полигональные удлиненные и шестоватые, различно ориентированные кристаллы мелких и средних размеров. Количественные соотношения обоих типов кварца значительно варьируют даже в пределах одного шлифа. Агрегатом Q2 + Q3 сложено основное количество изученных нами образцов, причем на месторождении Каульды преобладает Q2, а на месторождении Кочбулак — Q3;

кварц-4 (Q4) отмечен нами только на верхних горизонтах месторождения Кочбулак. Он обладает средне-крупнозернистой шестовато-гребенчатой структурой. Характерной его особенностью является наличие четко выраженных зон роста кристаллов.

Послерудные образования на изученных месторождениях представлены кальцитовыми и баритовыми прожилками, на отдельных участках проявлена поздняя полиметаллическая ассоциация.

Поскольку месторождения Каульды и Кочбулак наиболее контрастно отличаются по геологическому строению, их сопоставление представляется наиболее информативным. Указанные объекты были изучены наиболее полно, кварц месторождения Кайрагач исследовался в ограниченном объёме.

ИК-спектроскопия и газовая хроматография. Рассмотрим результаты параллельных определений состава газовой фазы, выделяющейся при нагревании образцов кварца, и относительных оптических плотностей полос поглощения на суммарных ИК-спектрах — D_I (3400 см^{-1}), D_{II} (2350 см^{-1}), D_{III} (2850 см^{-1}), характеризующих соответст-

дорудов (табл. 1). Интенсивность полосы 2240 см^{-1} , также приведенная в таблице, относится к обертонам собственных колебаний кварца и служит внутренним стандартом при расчете величин D_I , D_{II} и D_{III} .

Главной полосой ИК-спектров кварца всех трёх месторождений является пик 3400 см^{-1} , связанный с примесью воды. В некоторых образцах этот максимум осложнен узкими полосами 3250 , 3300 , 3480 , 3500 , 3600 см^{-1} , обусловленными присутствием гидроксильных групп. Полосы поглощения около 2350 и 2850 см^{-1} , относимые соответственно к примесям углекислоты и углеводов, проявлены слабо. Это согласуется с данными других исследователей [1, 2, 10], которые отмечают относительно низкие концентрации углекислоты в кварцах малоглубинных месторождений. Значительные же содержания углеводов наблюдались в ИК-спектрах кварцев очень редко, в жилах со специфическими условиями образования [1].

Сравнение усреднённых данных по каждому месторождению с использованием критерия Фишера показывает, что суммарные ИК-спектры кварцев значимо различаются по всем параметрам. Наиболее контрастные отличия наблюдаются между месторождениями Каульды и Кочбулак, Кайрагач занимает промежуточное положение. Главная особенность кварцев Каульды — повышенные концентрации примесей воды и углеводов (величины D_I и D_{III}). Более высокая дисперсия величины D_{II} свидетельствует о неравномерном распределении примеси углекислоты в кварцах этого месторождения при равенстве средних значений данного параметра на трех изученных объектах. Для месторождения Каульды характерно также присутствие в ИК-спектрах всех образцов жильного кварца ($Q2 + Q3$) полос поглощения, связанных с OH^- группами, на Кочбулаке данной особенностью характеризуется кварц-4.

Вместе с тем состав газов, выделяющихся при нагревании кварцев, статистически значимо отличается только по углеводородному показателю. Средние концентрации воды и углекислоты оказались одинаковыми на всех месторождениях. Для того, чтобы установить причины подобного расхождения

мыми методами, следует рассмотреть теоретические основы каждого из них.

Дегазация кварца при нагревании обусловлена декрепитацией флюидных включений. Это доказывается тем, что растертые в ступке пробы кварца утрачивают декрепитоактивность. Основное количество газа при термовскрытии включений выделяется из крупных вакуолей. Это связано, во-первых, с тем, что вакуоли менее 1 мкм практически не подвергаются растрескиванию и, во-вторых, с тем, что количество флюида в одном крупном включении равно таковому в тысяче мелких. Этим можно объяснить относительно высокую газонасыщенность кварца-4 на месторождении Кочбулак (см. табл. 1). При микроскопическом изучении в кристаллах данного кварца наблюдается большое количество крупных газовой-жидких включений, что является его отличительной особенностью. Другие типы кварца под микроскопом в большинстве случаев выглядят совершенно прозрачными. Только на отдельных участках в них наблюдаются линейные группы вторичных относительно мелких включений.

ИК-спектроскопия фиксирует примеси, находящиеся во включениях любого размера, от крупных вакуолей до ультрамикровключений и отдельных молекул, локализованных в структурных каналах кварца. По вопросу о том, какая разновидность включений вносит определяющий вклад в интенсивность линий ИК-спектров кварца, у исследователей нет единого мнения. Одни авторы [10] считают, что ИК-спектры фиксируют главным образом примеси в структурных и дефект-каналах кварца. В работе [1] интенсивность полос поглощения связывается с флюидными включениями, что, однако, не доказано фактическими материалами. Как известно, при равномерном распределении примесей в объеме кварцевой пластинки интенсивность соответствующих пиков в ИК-спектрах прямо связана с их концентрацией и толщиной образца. Присутствие в исследуемом препарате локальных скоплений крупных флюидных включений может привести к отклонениям от указанной закономерности. При этом прямая корреляция данных ИК-спектроскопии и газовой хроматографии, проводимой

Место взятия образцов	Тип кварца	ИК-спектр						Газовая хроматография												
		D ₁ OH	D ₂ CO ₂	D ₃ SH	2240 Q	другие	H ₂ O, г/г	CO ₂	SnHm	CH ₄	мл/кг									
											C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	C ₄ H ₁₀					
904	Q1	6,4 10,3	0,5 0,4	0,1 0,8	0,2 0,1	3600	573,30	6,30	7,82	0,31	0,16	0,46	0,39	3,14	3,37					
среднее дисперсия		7,0 3,67	0,5 0,05	0,4 0,10	0,2 0,02		638,66 28617	4,32 4,21	6,78 36,25	0,20 0,01	0,11 0,01	0,45 0,08	0,32 0,11	2,50 2,60	3,20 14,8					
Кайрагач, шгольня 3, рассечка 30	Q2+3	4,2 2,8	0,4 0,8	0,1 0,2	0,5 0,5	3500	516,60	3,05	1,45	0,21	0,06	0,18	0,08	0,77	0,16					
	Q2	4,2 5,7	0,7 -0,5	0,3 0,7	0,5 0,3															
	Q2+3	6,6 4,2 3,2	0,3 0,4 0,1	0,3 сл 0,3	0,3 0,5 0,5		391,40	3,97	4,86	0,21	0,12	0,25	0,12	1,20	2,96					
среднее дисперсия		4,4 1,77	0,5 0,06	0,3 0,05	0,4 0,01		454,00	3,51	3,16	0,21	0,09	0,21	0,10	0,99	1,56					

2. Линейные коэффициенты корреляции

X	Хроматография			ИК-спектр			
	H ₂ O	CO ₂	CnHm	D _I OH	D _{II} CO ₂	D _{III} CH	2240 Q
H ₂ O	X	0,93	0,39	0,03	0,01	0,25	-0,64
CO ₂	0,47	X	0,42	0,02	0,30	0,48	-0,78
CnHm	0,45	0,04	X	-0,11	-0,12	0,75	-0,50
D _I OH	0,05	0,25	0,31	X	-0,25	0,38	0,72
D _{II} CO ₂	0,71	0,22	0,89	0,43	X	0,15	0,86
D _{III} CH	0,62	0,03	0,86	0,40	0,82	X	-0,30
2240 Q	-0,75	-0,26	-0,75	0,88	-0,01	-0,60	X

Примечание: справа от главной диагонали приведены коэффициенты корреляции для месторождения Кочбулак ($n = 7$), слева — для месторождения Каульды ($n = 7$). Выделены коэффициенты, превышающие критический ($r_{0,05} = 0,75$). При расчете коэффициентов корреляции между интенсивностью полосы 2240 см⁻¹ и интенсивностями полос 3400, 2350 и 2850 см⁻¹ использовались абсолютные их величины.

газово-жидких включений в определенной мере повлияли на интенсивность наблюдаемых в ИК-спектрах максимумов 3400, 2850, 2350 см⁻¹. Анализ результатов двух методов позволяет сделать выводы о том, какие формы вхождения воды, углекислоты и углеводов в кварцы изученных месторождений зафиксированы суммарными ИК-спектрами.

В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции, рассчитанные по двум выборкам — месторождения Кочбулак и Каульды (см. табл. 1). Корреляционный анализ показал, что в обоих случаях абсолютная интенсивность полосы 3400 см⁻¹ имеет устойчивую положительную связь с толщиной пластины, а величина D_I демонстрирует полное отсутствие корреляции с количеством воды, выделяющейся при декрепитации кварца. Это указывает на то, что полоса поглощения 3400 см⁻¹ в данном случае главным образом обусловлена структурными примесями H₂O.

Абсолютная интенсивность колебаний в области 2350 см⁻¹, относящихся к газообразной углекислоте и ее водному раствору, в кварце месторождения Кочбулак также связана с толщиной пластины, причём коэффициент их корреляции значительно выше, чем в предыдущем случае. Это также свидетельствует о том, что основной вклад в интенсивность полос поглощения дает углекислота, находящаяся в структурных и дефект-каналах кварца. На месторождении Каульды подобная связь отсутствует, что

ном случае прямая корреляция между величиной D_{II} и количеством CO₂, выделяющейся при нагревании, отсутствует, при этом наблюдается положительная связь D_{II} с углеводородными газами. Вероятно, фиксируемые включения имеют существенно углеводородный состав и неравномерное распределение.

Величина D_{III} (2850 см⁻¹) обнаруживает устойчивую положительную связь с суммарным количеством углеводородных газов, при этом абсолютная величина интенсивности не зависит от толщины пластины. Очевидно, ИК-поглощение в этой области обусловлено наличием в кварцах включений углеводов.

Между интенсивностью полосы 2240 см⁻¹ и валовым количеством газов, выделяющихся при нагревании кварца, существует устойчивая обратная корреляция. Это объясняется тем, что толщина пластины при её изготовлении определяется прозрачностью кварца: из насыщенных включениями слабопросвечивающих образцов получаются, как правило, более тонкие шлифы, а из прозрачных, содержащих меньшее количество включений, — более толстые.

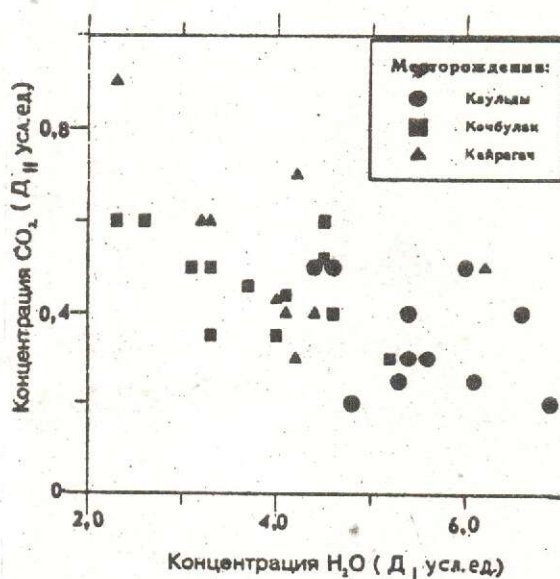
Таким образом, сопоставление полученных результатов показывает, что метод газовой хроматографии и ИК-спектроскопия кварца не являются взаимозаменяемыми. Первый метод фиксирует валовый состав флюидных включений, среди которых преобладают вторичные. Параметры ИК-спек-

цию о структурных примесях в кварце и ультрамикровключениях, количество и состав которых, вероятно, отражают условия кристаллизации минерала, так что эти включения, по-видимому, могут рассматриваться в качестве первичных. Помимо этого, метод ИК-спектроскопии может фиксировать присутствие определённых групп включений в локальных участках кварцевых агрегатов.

При изучении условий образования кварца необходимо исключить неопределённости, связанные с наличием в образце вторичных флюидных включений. Поэтому для сравнительного анализа рассматриваемых месторождений были сняты локальные ИК-спектры тех участков кварцевых пластин, на которых газопо-жидкие включения микроскопически не наблюдаются. В ряде случаев использовалась микроприставка. Исследовался только кварц-3, который присутствует на всех трёх месторождениях (рисунок).

Кварц-3 месторождения Каульды значительно отличается от двух других объектов по содержанию примесей, входящих в структуру кварца или находящихся в дефект-каналах. Поле точек смещено в область с высокими концентрациями воды и низкими концентрациями углекислоты. Подобная тенденция может свидетельствовать [10] об относительно меньшей глубине его формирования, что хорошо согласуется с геологическими особенностями месторождения.

Флюидные включения. С целью получения дополнительной информации об условиях кристаллизации жильного кварца нами были изучены первичные флюидные включения, обнаруженные в некоторых образцах. Они представляют собой одиночные вакуоли размером до 5 мкм и их группы, расположенные вне связи с трещинами, иногда отчётливо приуроченные к определённым зонам роста кристаллов. Состав растворов во включениях практически идентичен для всех исследованных образцов. Температура протаивания эвтектики варьирует от $-3,3$ до $-2,8^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о существенно натриево-гидрокарбонатном составе флюидов. Возможно также присутствие в растворах сульфат-иона. Температура



Параметры локальных ИК-спектров кварца-3 изученных месторождений.

что соответствует общей солёности 1—3 % NaCl экв. Углекислота в виде отдельной фазы не выявлена. По-видимому, ее концентрация в растворе не превышает 1 моль/л. Первичные включения в кварце-4 по составу не отличаются от вышеописанных. Единство состава растворов во включениях свидетельствует о генетической близости кварцев трех изученных месторождений.

Вместе с тем температуры гомогенизации для кварца-3 значительно отличаются: на месторождении Каульды она составляет $350\text{—}370^{\circ}\text{C}$, на Кочбулаке — $330\text{—}350^{\circ}\text{C}$, на месторождении Кайрагач — $270\text{—}300^{\circ}\text{C}$. В кварце-4 месторождения Кочбулак температура гомогенизации включений составляет $280\text{—}300^{\circ}\text{C}$. Установленные различия температур могут быть обусловлены разницей в давлении минералообразующей среды. Однако присутствие растворенной углекислоты во включениях приводит к незначительному влиянию давления на температуры гомогенизации, поэтому полученные значения температур близко соответствуют условиям кристаллизации минерала.

Полученные данные свидетельствуют об обратной температурной зональности — снижении температур образования кварцев с глубиной. Поэтому

то-серебряных месторождениях [3, 10]. Она объясняется тем, что в близповерхностных условиях кристаллизация жильного материала идет сверху вниз, начинаясь в передовых частях, где градиенты температур и давлений максимальны.

В свете данных представлений установленные по ИК-спектрам повышенные концентрации воды в кварцах Каульды, по-видимому, объясняются захватом большого количества примесей при росте кристаллов в условиях с быстро изменяющимися термодинамическими параметрами минералообразующей среды. Относительно малая концентрация растворенной углекислоты во флюидах может быть связана с более высокой температурой и низким давлением при формировании кварцевых жил на данном объекте.

Данные газохроматографических анализов не отражают указанной выше закономерности. По-видимому, это обусловлено присутствием в кварцах значительного количества вторичных флюидных включений. Поскольку отдельные их генерации могут быть связаны с отложением поздних продуктивных золото-сульфидных ассоциаций, изучение подобных образований представляет определенный интерес.

Криометрическими исследованиями редких относительно крупных вакуолей установлено присутствие в кварцах трех основных типов вторичных включений.

1. Двухфазные (жидкость + газ) вторичные включения приурочены к протяжённым секущим трещинам. Температуры гомогенизации для разных образцов варьируют в интервале 130—180°C. При охлаждении включений газовый пузырёк исчезает. Плавление льда наблюдается в метастабильной области +1—+2°C, что свидетельствует о низкой концентрации солей и растворённых газов во включениях этого типа. Возрастание количества подобных включений отмечается в образцах кварца, сцементированного поздним кальцитом, что позволяет отнести их к пострудным.

2. Гомогенные вторичные включения рассолов относительно широко распространены в кварцах месторождений Кочбулак и Кайраган. Идентичные включения были обнаружены в пострудном барите, где они

визуально эвтектики для разных образцов колеблется в интервале от -51 до -30°C, что свидетельствует о присутствии в растворе хлоридов Ca и Mg. Общая концентрация солей превышает 20—25 % NaCl экв., на что указывают температуры плавления льда от -14,2 до -23,1°C. Оценки концентрации могут быть занижены вследствие гомогенного состояния включений и явлений метастабильности.

Баритовые и барит-полиметаллические прожилки, развитые на указанных месторождениях, некоторыми исследователями отнесены к триасовому возрасту [7]. Вероятно, гомогенные вторичные включения рассолов в кварцах не имеют отношения к золоторудному процессу и являются включениями низкотемпературных (до 100°C) формационных вод, при участии которых была сформирована пострудная барит-полиметаллическая минерализация.

3. Гомогенные включения газов зафиксированы в образцах кварца из нижних горизонтов месторождения Каульды. При глубоком охлаждении во включениях вымораживается углекислота, плавление которой происходит при температуре -57°C. В интервале -43—-40°C во включениях присутствует твердая фаза газогидрата, что свидетельствует о наличии плёнки воды на стенках вакуолей. Включения гомогенизируются в интервале от -11,9 до -10,6°C, как в жидкую, так и в газовую фазу, что указывает на то, что плотность флюида близка к критической. Столь низкая критическая температура свидетельствует о том, что во включениях находится смесь углекислоты с другими газами — CH₄, CO, N₂ [6]. На вероятное присутствие азота указывает ряд признаков — незначительное смещение тройной точки углекислоты в совокупности с низкой критической температурой смеси, отрицательные температуры плавления газогидрата. Указанные выше особенности суммарных ИК-спектров и относительно высокие концентрации углеводородов по данным газовой хроматографии в кварцах Каульды позволяют предполагать присутствие во включениях также органических соединений. Необходимо отметить, что высшие углеводороды C₃H₈, C₃H₆, C₄H₁₀ составляют более 75 % объема выделяющихся угле-

3. Результаты изотопных исследований

Место отбора	Тип кварца	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, ‰		
<i>Кочбулак</i> , рудное тело: 15 (карьер)	Q4	+7,6			
		+7,2			
		+7,4			
	среднее	Q4	+7,4	290	-0,4
	5	Q3+2	+6,5		
	14		+6,4		
	25		+6,0		
120	+5,8				
среднее	Q3+2	+6,2	340	+0,1	
<i>Каульды</i> , карьер, горизонт:	Q1-контакт	+6,5	180*	-7,1	
	904	Q1-центральная часть	+6,0	185*	-7,2
	874	Кварцит Q1	+3,6		
		Кварцит Q1	+3,3		
		Q2+3	+5,6		
	805	Кварцит Q1	+3,9		
		Q2+3	+5,8		
		Q2	+5,1		
		Кварцит Q1	+2,6		
		Q2+3	+5,3		
среднее	Q2+3	+5,4	390	-0,1	
среднее	Кварциты Q1	+3,3	230*	-7,2	
<i>Кайрагач</i> , поверхность, жи- ла I	Q2+3 контакт	+7,5	300*	0,0	
	Q2+3 центр	+8,2	280*	0,0	
	штольня 3	Q2+3	+7,8	285	-0,2

* Предполагаемые значения температур

ство углерода во флюидах на месторождении Каульды повышено по сравнению с другими объектами, можно предполагать здесь дополнительный его источник.

В тех же трещинах, где наблюдаются газовые включения, присутствуют сингенетичные им газово-жидкие включения водного раствора. Плавление содержимого включений происходит в температурном интервале $-3,3$ — $-1,5^\circ\text{C}$, включения гомогенизируются в жидкую фазу при 270 — 310°C

составу и температурам первичным включениям в кварце может свидетельствовать о том, что данная генерация вторичных включений характеризует заключительные стадии кварц-золото-сульфидного этапа формирования месторождения Каульды. Описанные включения часто приурочены к коротким трещинам, не пересекающим границ кварцевых зерен, что позволяет относить их к псевдотворичным.

Сосуществование жидких и газовых

детельствует о вскипании флюидов, приводящем к разделению их на существенно углекислотно-углеводородную и водную составляющие. Данный вывод подтверждается результатами корреляционного анализа (см. табл. 2). Для месторождения Кочбулак установлена прямая зависимость между содержанием H_2O и CO_2 по данным газовой хроматографии, указывающая на нахождение этих компонентов в виде углекислотно-водных включений. На месторождении Каульды такая корреляция отсутствует, что может быть обусловлено наличием в образцах переменного количества включений газобразной углекислоты.

Относительно высокая плотность газовых включений свидетельствует о значительном давлении флюида, которое при температуре порядка $300^\circ C$ составляло около 50 МПа. Это давление значительно превышает гидростатическое в реальных условиях формирования кварцевых жил, что должно было обусловить восходящее движение гидротерм. На существование высокого флюидного давления в период минералообразования указывает также широкое развитие на месторождении Кочбулак трубообразных тел взрывчатых брекчий.

Изотопный состав кислорода кварцев. Приведенные выше материалы позволяют выделить в истории формирования рассматриваемых золоторудных объектов два основных этапа, продукты которых, наиболее контрастно различаются на месторождении Каульды.

Дорудный этап характеризовался окислительной обстановкой, развитием процессов кислотного выщелачивания с образованием монокварцевых пород. Температуры формирования кварцитов, по литературным данным [8], не превышали $200-250^\circ C$. Процесс формирования продуктивной кварц-золото-сульфидной минерализации связан с поступлением в область рудоотложения нагретых до $370^\circ C$ щелочных натриево-гидрокарбонатных растворов. Последние обладали высоким восстановительным потенциалом, на что указывают значительные концентрации углеводородных газов во флюидных включениях.

С целью выяснения вероятных причин

изучен изотопный состав кислорода жильных кварцев и вмещающих пород. На основе данных по температурам гомогенизации включений были также рассчитаны величины $\delta^{18}O$ воды гидротермальных флюидов (табл. 3).

Установлено, что изотопный состав кислорода кварца, входящего в состав кварцитов, зависит от глубины отбора образцов. Если на штольневых горизонтах величина $\delta^{18}O$ составляет $+3,9-+2,6\%$, то на уровне современной поверхности, в 300 м вверх по восстанию рудной зоны, кварц Q1 обогащен тяжелым изотопом в среднем на 3%, что, вероятнее всего, отражает температурную зональность формирования метасоматитов. Если принять среднюю температуру образования кварцитов на глубоких горизонтах в $230^\circ C$, то при неизменном изотопном составе кислорода флюидов приповерхностные кварциты должны были формироваться при $180-185^\circ C$ (см. табл. 3). Известно [8], что резкий перепад температур наблюдается в современных и древних геотермальных полях на глубинах 50—100 м от поверхности. Таким образом, выявленная изотопно-геохимическая зональность указывает на незначительный уровень эрозионного среза месторождения Каульды. Вычисленное значение изотопного состава водной фазы флюидов составляет около -7% и отвечает метеорным водам. Полученная величина является максимальной, т.к. расчет предполагает бесконечно большое отношение вода/порода в системе. Однако при формировании метасоматитов это отношение может оказывать определяющее влияние на изотопный состав кислорода образующегося кварца. Для его оценки был измерен валовый изотопный состав кислорода слабо пропилитизированных андезито-дацитовых порфиритов вмещающей толщи, который оказался равным $+9,6$ и $+10,7\%$ для двух образцов. Таким образом, в результате изотопно-кислородного обмена в ходе метасоматических реакций при $230^\circ C$ величина $\delta^{18}O$ пород сместилась в среднем на $6,5\%$ в сторону более «легких» значений. Если суммарное количество прореагировавшей воды было равно массе пород (в атомных % кислорода), то вода должна была

Метеорные воды с подобным изотопным составом кислорода характерны для областей с отрицательной среднегодовой температурой воздуха. Можно предполагать поступление такой воды из высокогорных областей питания. Очевидно, изотопный состав кислорода древних метеорных вод заключен между крайними значениями -7 и -14 ‰, а отношение вода/порода на раннем этапе формирования месторождения было намного больше единицы. Подобный механизм требует открытости системы для изотопно «легких» метеорных вод и их циркуляции с постоянным изотопно-кислородным переруливанием в системе вода-порода.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ золоторудных кварцевых жил показали близкие значения для однотипных кварцев в пределах месторождений при значительном разбросе средних значений по каждому объекту исследований (см. табл. 3). Однако расчетные величины $\delta^{18}\text{O}$ водной фазы флюидов оказались практически постоянными. Следовательно, наблюдаемые вариации изотопного состава кислорода кварцев обусловлены главным образом температурным фактором. Кварцы рассматриваемых месторождений при этом парагенетически связаны общностью источника гидротермальных флюидов, изотопный состав кислорода которых соответствовал величине $\delta^{18}\text{O} = 0 \pm 0,5 \text{ ‰}$.

Полученное значение отвечает морской воде, однако нет никаких оснований для предположения об участии морских вод в минералообразовании, поскольку отложения пермо-триасового возраста в районе отсутствуют. Модель изотопного обмена метеорных вод с вмещающей кварцевые жилы вулканогенной толщей представляется маловероятной, так как минералообразование было локализовано в трещинных структурах, и растворы слабо реагировали с породами.

Гипотеза смешения ювенильных и метеорных вод также представляется сомнительной, поскольку постоянство величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ требует равной доли метеорной компоненты для разноглубинных и удаленных друг от друга объектов. Вместе с тем установленный для всех месторождений единый состав гидротермальных флюидов

ника, расположенного в нижележащих горизонтах земной коры.

Вероятнее всего, растворы на этапе формирования кварц-золото-сульфидной минерализации представляли собой активизированные метеорные воды, претерпевшие изотопный «сдвиг» по кислороду в результате взаимодействия с породами подстилающей толщи углеродистых сланцев и известняков. Данный вывод хорошо согласуется с результатами углеродно-изотопных исследований [3]. В рудах зафиксированы карбонатные прожилки, обогащенные тяжелым изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -2,6 \text{ — } -3,5 \text{ ‰}$), что позволяет допустить присутствие в рудообразующих растворах карбонатного углерода первично-морского происхождения. Предлагаемый механизм не исключает некоторой доли магматической воды во флюидах, а также возможного участия в минералообразовании погребенных морских вод. Вполне понятными становятся появление во флюидах нефтяных углеводородов и существенно карбонатный анионный состав.

Таким образом, кислородно-изотопные данные свидетельствуют о том, что смена физико-химического режима минералообразования, вероятнее всего, связана с изменением направления движения растворов и существованием двух возможных их источников. На раннем этапе в конвективную циркуляцию вовлекались нисходящие потоки поверхностных вод, окисляющее воздействие которых определяло характер прерудных метасоматических преобразований. Рудообразование было связано с восходящим движением гидротерм, формирующихся на относительно больших глубинах.

Приведенные выше данные и результаты их интерпретации позволяют авторам сделать следующие основные выводы.

1. Относительные содержания примесей в кварце по данным ИК-спектроскопии являются важными типоморфными признаками и могут быть использованы при физико-химических реконструкциях. Информативность ИК-спектроскопического метода возрастает при его использовании в комплексе с термобарогеохимическими методами.

2350 см⁻¹ главным образом определяется концентрацией примесей воды и углекислоты в структурных каналах и ультрамикровключениях (дефект-каналах). Величина отношения D_I/D_{II} уменьшается с увеличением глубины формирования кварцевых жил. Присутствие в образце флюидных включений углекислоты может влиять на интенсивность соответствующей полосы ИК-спектра.

3. Изменчивость физико-химического режима на изученных месторождениях была обусловлена влиянием различных источников флюидной фазы. На раннем этапе основу гидротермальных растворов составляли поверхностные метеорные воды. Состав рудоносных флюидов в значительной мере контролировался подстилающей терригенно-карбонатной толщей.

- СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ
1. Бархударян Н.Б., Гребенчиков А.М. Применение метода инфракрасной спектроскопии к изучению кварцев золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. — М., 1974. Вып. 112. С. 75—84.
 2. Геохимия элементов-примесей в золоторудном

кварце / М.И.Новгородова, В.М.Веретенников, Р.В.Боярская, В.И.Дрынкин // Геохимия. 1984. № 3. С. 370—382.

3. Изотопно-геохимическая модель близповерхностного золото-серебряного месторождения / Н.М.Зайри, Ф.И.Исламов, А.В.Нарсеев, М.Е.Васильева, Ю.В.Васюта, А.П.Глухов // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 46—53.
4. Изучение кварца и кварцитов из золоторудных месторождений и рудопоявлений Чаткало-Кураминских гор / С.Т.Бадалов, М.Т.Гугуци, Ш.А.Акрамов, Е.Р.Васильева // Зап. Узб. отд. ВМО, 1983. Вып. 36. С. 33—37.
5. Комов И.Л., Самойлович М.И. Влияние условий роста на особенности инфракрасных спектров поглощения кристаллов природного кварца // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 2. С. 449—451.
6. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. — М.: Мир, 1987. Т. 1.
7. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. — Ташкент: ФАН, 1969. С. 46—69.
8. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. — М.: Наука, 1989.
9. Физические исследования кварца. — М.: Недра, 1975.
10. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. — М.: Недра, 1984.

Islamov F.I., Kryazhev S.G., Zairi N.M., Khachatryan G.K., Vasyuta Yu.V., Vasilyeva M.Ye.

APPLICATION OF IR SPECTROSCOPY TO THE EXAMINATION OF QUARTZ FROM NEAR-SURFACE GOLD DEPOSITS OF CENTRAL ASIA

Multivariate studies of vein quartz from three gold-silver deposits of the Almalyk ore region have been performed. A correlation made between the results of IR spectroscopic and gas chromatographic analyses has shown that H₂O and CO₂ structural impurities have a determinative effect on the intensity of corresponding bands in quartz IR absorption spectra. The variability of parameters of IR spectra might be due to dissimilar formation depths of individual quartz veins and to the presence of variable amounts of secondary fluid inclusions. It has been found that ore-forming fluids involved feature an essentially sodium-hydrocarbonate composition with rather high proportion of hydrocarbon gases. Isotopic data testify that the subjacent terrigeno-carbonate mass could serve as a matter source in the stage of ore formation.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.43'536 (571.6)

© И. Ф. Мигачев, М. М. Гирфанов, В. Б. Шишаков, 1995

МЕДНОПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПЕСЧАНКА

И. Ф. МИГАЧЕВ, М. М. ГИРФАНОВ, В. Б. ШИШАКОВ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Дана краткая комплексная характеристика геологической позиции, строения и рудно-метасоматической зональности наиболее крупного меднопорфирового месторождения Российской Федерации — Песчанка.

Медные руды по объему добычи и по ценности занимают ведущее положение в минеральном сырье, используемом промышленностью. При этом запасы, добыча, производство и потребление меди устойчиво возрастают. По оценкам экспертов, среднегодовой рост потребления меди прогнозируется на уровне 2,5—3,0 %.

Главенствующее положение в мировой сырьевой базе меди имеют меднопорфировые месторождения, запасы которых составляют около 65 % всех учтенных запасов меди. Эти месторождения представляют собой основу медедобывающей промышленности США, Канады, Чили, Перу, Филиппин, Папуа-Новой Гвинеи. Так в США из 56,6 млн т активных запасов меди на долю меднопорфировых месторождений приходится 48,1 млн т (85 %), а из учтенных 97,2—83,4 млн т (85 %), что является основанием для отнесения их к базовым для медедобывающей промышленности страны и самообеспечения медью в особых обстоятельствах.

В то же время в России основные балансовые запасы меди сосредоточены в месторождениях медно-никелевых, медноколчеданных и медистых песчаников, а более 90 % ее добычи осуществляется из медноникелевых и медноколчеданных объектов. Открытые и оцененные меднопорфировые месторождения Урала, Тувы, Приморья, Северо-Востока страны в данный момент не учтены в балансе запасов, но могут рассматриваться как базовые для развития медедобывающей промышленности России на перспективу. Комплексные, крупнообъемные,

месторождения этого типа позволяют обеспечить длительную и стабильную добычу меди, молибдена, золота, серебра и рения [4].

Наиболее крупным на данный момент меднопорфировым месторождением России считается месторождение Песчанка, изученное и описанное М.Е.Городинским, В.В.Гулевиным, Г.И.Сокиркиным, А.Г.Волчковым и В.Б.Шишаковым, И.Ф.Мигачевым, В.Г.Сапожниковым и В.Г.Каминским [1, 3, 5, 8, 10] и др.

Месторождение располагается в западной части Чукотского региона в долине реки Песчанка, входящей в систему левых притоков р. Большой Анюй. Выделяемый здесь Баимский рудный район помимо него включает также меднопорфировое месторождение Находка [3, 4], серию рудопроявлений предположительно меднопорфирового рудноформационного типа (Лучик, Екдэгкыч, 3-й Весенний и др.), а также ряд золото-кварцевых и золото-серебросодержащих кварц-карбонат-полиметаллических рудопроявлений неясной рудноформационной принадлежности (рис. 1). Оруденение района обнаруживает пространственно-временную связь с plutонитами позднеюрско-раннемелового Курьинского краевого вулканоплутонического пояса, входящего в состав Алазейско-Олойской геосинклинально-складчатой системы. Позиция пояса в латеральном геоструктурном ряду и его строение охарактеризованы в ряде работ [6, 8, 10].

Вулканогенные образования пояса представлены субщелочными базальтами, андезитами, дацитами и риолитами средне-поз-

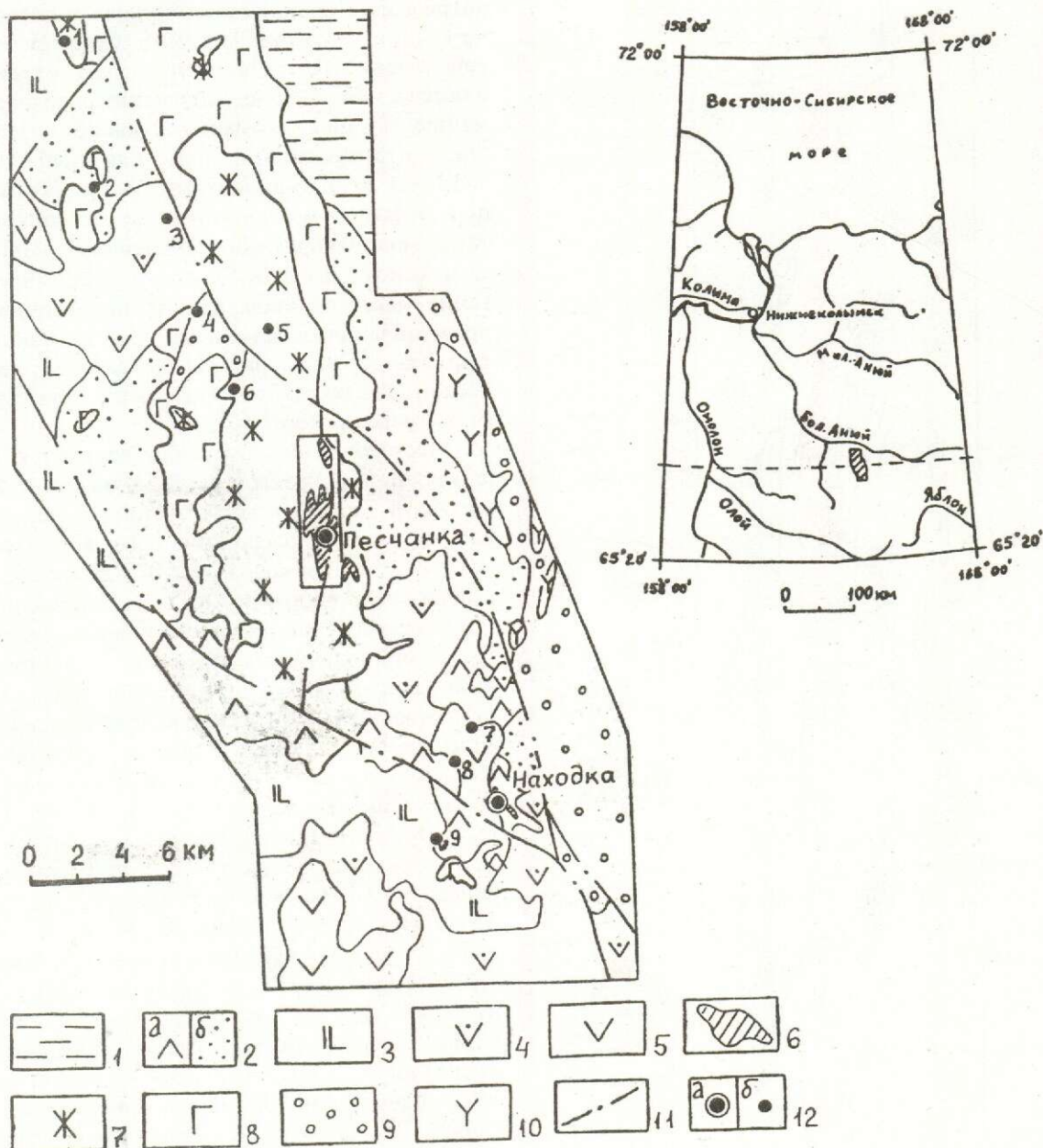


Рис. 1. Схематическая структурно-формационная карта центральной части Байкальской металлогенической зоны:

геологические формации вторичногеосинклинальных структур: 1 — базальт-андезитовая флишиодная, J_2-3 , 2 — андезит-дацит-липаритовая, J_3v_1 с субформациями: а — лавовой и туфовой, б — терригенной; 3 — базальт-андезитовая молассоидная, $J_3v_2^1$; геологические формации Курьинского вулканоплутонического пояса: 4 — верхнемолассовая андезит-дацитовая вулканогенно-терригенная, $J_3v_2^2$, 5 — вулканогенная субшелочная андезитовая, J_3v_3 , плутогенная габбро-монцит-сиенитовая, J_3-K_1 ; 6 — кварцевые монцит-порфиры, 7 — монциты, кварцевые монциты, монцитодориты, 8 — габбро-диориты, габбро; геологические формации Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса: 9 — верхнемолассовые — терригенная и углисто-терригенная, K_1 , 10 — субвулканические образования дацит-липаритовой формации, K_2 ; 11 — тектонические нарушения; 12 — месторождения (а) и рудопроявления (б) меднопорфирового рудноформационного типа; цифрами обозначены месторождения: 1 — Борок, 2 — Борок, 3 — Борок, 4 — Борок, 5 — Борок, 6 — Левая Песчанка, 7 — 3-й

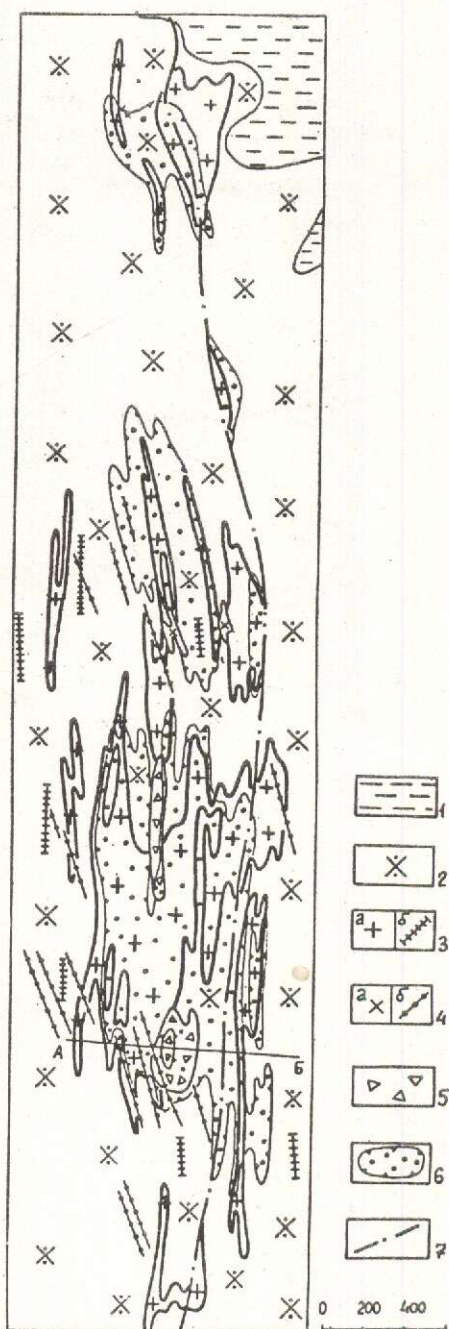


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Песчанка:

1 — алевролиты, песчаники, конгломераты нижнемелового возраста; образования рудоносного интрузивного комплекса: 2 — монцониты, кварцевые монцониты, монцодиориты, 3 — кварцевые монцонит-порфиры, монцонит-порфиры: *a* — пластинообразные тела, *b* — дайки, 4 — диориты, диоритовые порфиры: *a* — штоки, *b* — дайки; 5 — участки интенсивного брекчирования и штокеркового окварцевания («кварцевые ядра»); 6 — контуры рудных тел по принятому борто-

позднепалеозойских основных лавах, поздне-триасовых флишеидных толщах и песчано-сланцевых вулканогенных отложениях триаса-юры. Плутоногенные породы объединяются в габбро-монцонит-сиенитовую формацию позднеюрско-раннемелового возраста. Интрузивные массивы, как правило, сложены габбро-диоритами и диоритами первой фазы и монцонитами, сиенит-диоритами, монцодиоритами, кварцевыми диоритами основной фазы. Завершают формирование массивов «порфировые интрузивы», представленные кварцевыми монцонит-порфирами — гранодиорит-порфирами, и более поздние дайки габбро-диоритовых и диоритовых порфиров.

Месторождение Песчанка находится в юго-восточной краевой части крупного полифазного Екдэжкычского плутона рудоносной формации, расположенного в центре восточной ветви пояса. Бiotит-пироксеновые габбро и габбро-диориты слагают западную часть плутона, а монцодиориты, кварцевые монцониты и монцониты — восточную. Площадь месторождения (рис. 2) охватывает эндоконтактовую зону массива. Контакт плутона с вмещающими ороговикованными ранневожскими вулканогенно-осадочными образованиями, представленными туфами дацитов и андезитов, базальтами, андезит-базальтами, андезитами, алевролитами и туфопесчаниками, имеет близкую к прямолинейной форму и субмеридиональное направление. Вдоль него проходит зона крутопадающих разрывных нарушений (Песчанковский разлом). Центральную часть месторождения занимает вытянутое в меридиональном направлении тело кварцевых монцонит-гранодиорит-порфиров. Это шток длиной около 6 км при ширине 0,3—0,8 км, по восстанию и простиранию расщепляющийся на ряд апофиз различной мощности и протяженности. Падающие штоки и апофизы восточные — 50—70°. Рельеф его кровли сложен и характеризуется многочисленными выступами и погружениями разной амплитуды (рис. 3, 4).

Рамой порфирового штока служат монцонитоидные породы основной фазы плутона. В центральной и южной частях месторождения распространены неравномерно-

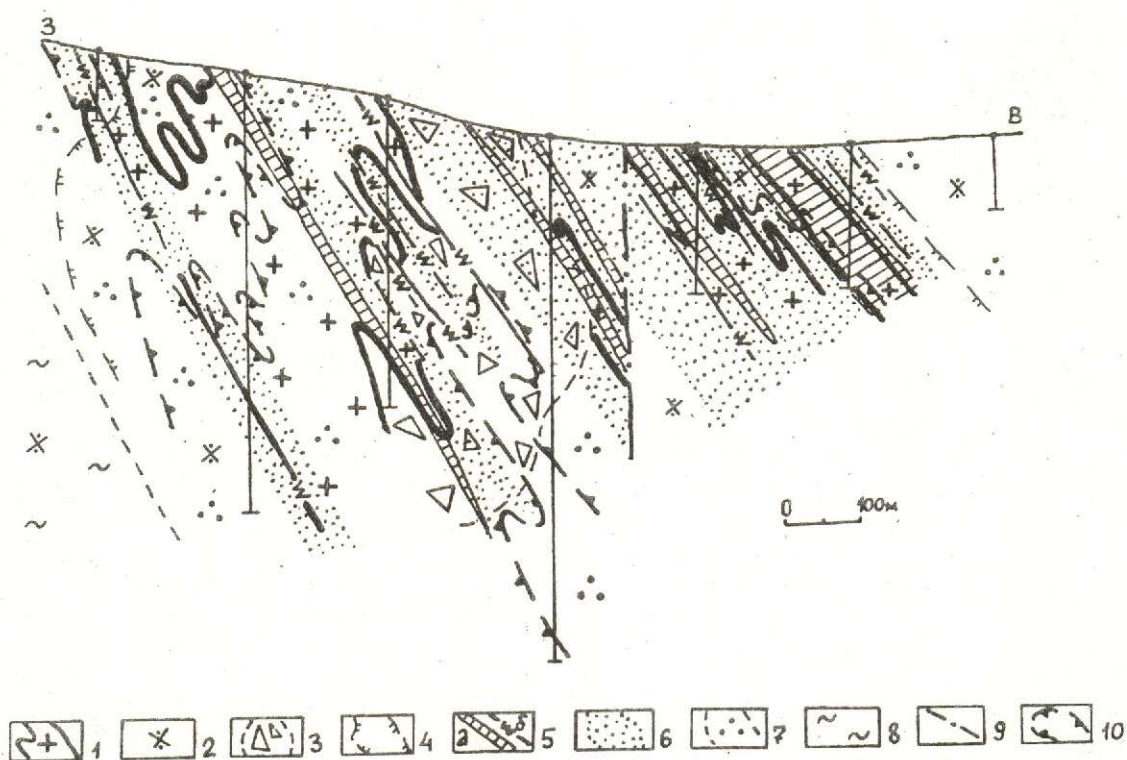


Рис. 3. Зональность гидротермально-метасоматических изменений по разрезу АБ:

1 — кварцевые монцонит-порфиры; 2 — кварцевые монцониты; гидротермально-метасоматические образования: 3 — зона интенсивного штокеркового окварцевания («кварцевое ядро»), локализованная в пределах тела взрывных брекчий, 4 — внешний контур зоны распространения кварц-полевошпат-биотитовых изменений, 5 — зоны интенсивных кварц-карбонат-серицитовых изменений: а — мощностью более 10 м, б — мощностью менее 10 м, 6 — зоны кварц-(карбонат)-хлорит-серицитовых изменений, 7 — зоны кварц-(серицит)-хлоритовых изменений, 8 — зона эпидот-(актинолит)-альбит-хлоритовых изменений; 9 — Песчанковский разлом; 10 — контур рудного тела

в северной и северо-западной частях — равномернозернистые лейкократовые кварцевые монцониты и монцодиориты. Западный фас месторождения сложен слабо калишпатизированными габбро, габбро-диоритами и диоритами первой фазы внедрения.

На месторождении установлены две группы даек. Первая представлена маломощными телами мелкозернистых субщелочных и лейкократовых гранитов и граносиенитов, образование которых предшествовало формированию порфирового тела. Вторая, более поздняя группа, представлена дайками монцонит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов, пересекающих порфировый

ниты перекрываются вулканогенно-терригенными отложениями раннего мела, представленными конгломератами и гравелитами с прослоями туфопесчаников, содержащих углистый материал. Маломощная пачка базальных конгломератов в основании этой толщи содержит обломки монцонитоидов Екдэгкычского плутона, в ряде случаев несущих следы гидротермального изменения и халькопирит-борнитовую минерализацию [3].

В зоне всяческого контакта рудоносного «порфирового интрузива» известны крутопадающие трубообразные тела с поперечными размерами в плане до 200—400 м, образованные брекчиями из угловатых обломков в различной степени измененных и оруденных пород, сцементированных безрульным

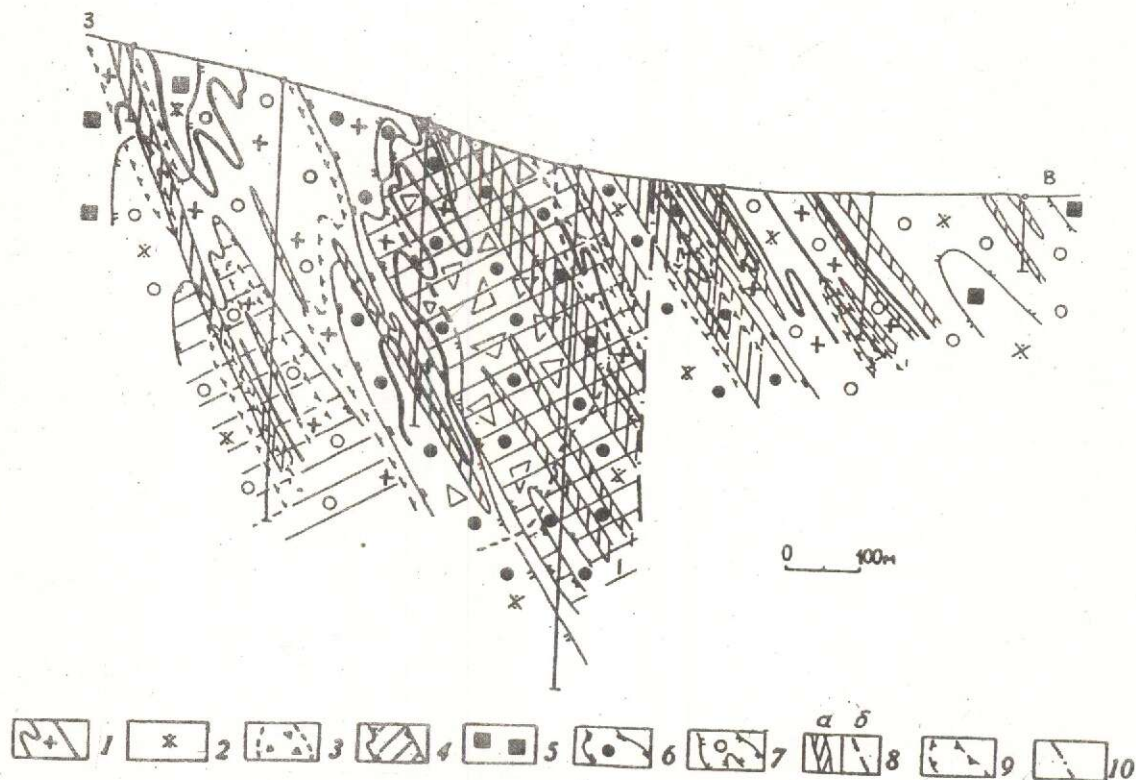


Рис. 4. Зональность рудной минерализации по разрезу АБ:

1 — кварцевые монзонит-порфиры; 2 — кварцевые монзониты; 3 — тела взрывных брекчий; зоны развития основных рудных минеральных ассоциаций: 4 — молибденовой, 5 — (магнетит)-пиритовой, 6 — халькопирит-борнит-блеклорудной, 7 — пирит-халькопиритовой, 8 — полиметаллической; а — зоны мощностью более 10 м, б — зоны мощностью менее 10 м; 9 — контуры зон с аномальными содержаниями золота; 10 — Песчанковский разлом

зон образования кварца составляет 340—520°C. По насыщенности высококонцентрированными флюидными включениями эти образования сопоставимы с «кварцевыми ядрами» типичных меднопорфировых месторождений. Не исключено, что кварцевые брекчии представляют собой корневые части тел взрывных брекчий, уничтоженных эрозией.

Прожилково-вкрапленное оруденение (прожилки и вкрапленность развиты примерно в одинаковых пропорциях) охватывает тело монзонит-гранодиорит-порфиров, распространяясь во вмещающие породы на десятки метров (см. рис. 4). При этом контур оруденения полностью повторяет конфигурацию порфирового штока. Поэтому рудное тело имеет сложную, в первом приближении пластинчатую форму, с многочисленными

щеплениями, совпадающими с апофизами штока. На верхних горизонтах, в центральной части месторождения, где порфировый интрузив погружается, сплошность оруденения нарушается, и оно распадается на два рудных тела — северное и южное, которые сливаются на нижних уровнях. В плане минерализованная зона имеет лентообразную форму, осложненную многочисленными апофизами, раздувами и пережимами и разорванную в центральной части.

Промышленные рудные тела, окаймленные по бортовому содержанию 0,3 % меди, со средними содержаниями меди 0,56 %, молибдена — 0,013 %, золота — 0,3 г/т, обрамляются минерализованными зонами мощностью 100—200 м с постепенным понижением содержания меди от границ

отдельные кварцевые и кварц-карбонатные жилы, зоны окварцевания и карбонатизации с полиметаллической и золоторудной минерализацией.

Месторождение изучено достаточно детально системой канав и профилей буровых скважин, заданных вкрест простирания минерализованной зоны и полностью пересекающих последнюю с выходом в безрудные породы. Расстояния между профилями 300—400 м, расстояния между скважинами в профилях 100—200 м, глубина скважин от 50 до 700 м. Всего на месторождении пробурено более 100 глубоких скважин. Прогнозные ресурсы меди оценены по категории P_1 .

Промышленное штокерковое оруденение месторождения Песчанка входит в состав более крупного ореола гидротермальной минерализации, охватывающего апикальные части «порфирового интрузива» и породы его экзоконтакта. Как единое геологическое тело, этот ореол рассматривается нами в качестве комплексного рудно-метасоматического ореола (КРМО), образованного сочетанием разнопорядковых и разномасштабных зонально построенных ореолов рудных и нерудных минеральных ассоциаций.

Анализ схем рудно-метасоматической зональности ряда эталонных меднопорфирировых месторождений [2] показал, что строение КРМО таких объектов может быть представлено как результат сочетания двух генетически сопряженных, последовательно сформированных и пространственно совмещенных (телескопированных) систем рудно-метасоматических образований: ранней, включающей высоко-среднетемпературные приконтактные кремнещелочные и субщелочные изменения и связанную с ними рудную минерализацию, и поздней, включающей средне-низкотемпературные околотрещинные кислотные и субщелочные изменения и сопровождаемую ими рудную минерализацию.

Каждая из систем объединяет зонально построенные ореолы нескольких порядков (по сложности строения). Они приурочены к определенным структурно-геологическим элементам и проявляются при различной последовательности формирования. Выделяются оре-

уровней): 1) элементарные, приуроченные к единичным трещинам (масштаб 1:1000 и крупнее); 2) частные, осевыми элементами которых служат малоамплитудные тектонические нарушения (протяженные трещинные системы), сопряженные с контактами апофиз порфирировых интрузивов (масштаб 1:10000 и крупнее); 3) суммарные, форма и положение которых в пространстве контролируются порфирировым интрузивом и системой трещин рудоносного штокерка в целом (масштаб 1:50000—1:25000 и крупнее). Сближенные, однотипные по минеральному составу зоны ореолов высокого порядка объединяются в аналогичные по составу зоны ореолов более низкого порядка методом многоступенчатой генерализации.

Генерализованная схема КРМО типового меднопорфирирового месторождения представляет совокупность обобщенных зон, контуры каждой из которых строго определяются сочетаниями тех или иных зон суммарных ореолов ранней и поздней систем. Следует подчеркнуть, что обобщенные зоны КРМО имеют весьма сложное и неоднородное внутреннее строение, определяющееся интерференцией и телескопированием приконтактных и околотрещинных минеральных ореолов высоких порядков.

Гидротермально-метасоматические изменения, включающие продукты метасоматического замещения и сопряженного с ним выполнения открытых полостей, охватывают на месторождении все породы и представлены следующими основными минеральными ассоциациями (от ранних к поздним): 1) кварц-альбит-калишпат-флогопит-биотитовой; 2) альбит-актинолит-эпидот-карбонат-хлоритовой; 3) кварц-карбонат-гидрослюдисто-серицитовой (с примесью хлорита, глинистых минералов, турмалина); 4) карбонат-цеолитовой (см. рис. 3). Регрессивная последовательность формирования этих ассоциаций в каждой данной точке пространства устанавливается по минеральным взаимоотношениям.

Строение интегрального комплексного ореола гидротермально-метасоматических изменений определяется совмещением (телескопированием) в пространстве продуктов последовательно сформированных минеральных ассоциаций. Минеральная зональ-

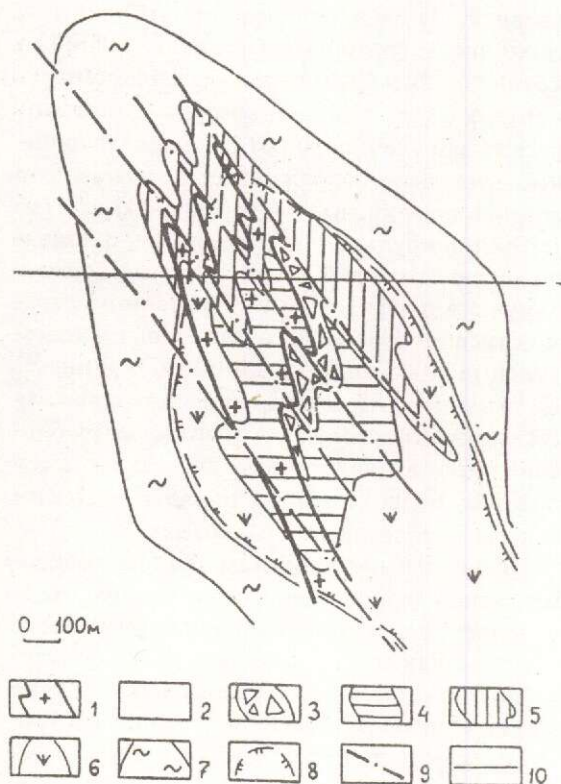


Рис. 5. Модель зональности гидротермально-метасоматических изменений:

1 — кварцевые монзонит-порфиры; 2 — монзонитоиды, габброиды и вулканогенно-осадочные породы; обобщенные метасоматические зоны: 3 — «кварцевое ядро» — зона интенсивного штокверкового окварцевания, локализованная в пределах тела эксплозивных брекчий, 4 — калиевая зона (кварц, биотит, альбит, калишпат с незначительным развитием хлорита, серицита, эпидота и карбонатов), 5 — филлизитовая зона (серицит, гидрослюда, кварц, карбонат, хлорит), 6 — внутренняя пропилитовая зона (хлорит, альбит, кварц, карбонаты, реликты биотита, реже серицит, гидрослюда, эпидот), 7 — внешняя пропилитовая зона (хлорит, эпидот, альбит, карбонат, актинолит); 8 — внешний контур распространения гидротермальной биотитизации; 9 — линейные зоны интенсивного проявления кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов; 10 — уровень современного эрозионного среза

в постепенном изменении количественных соотношений новообразованных минералов от центра ореола к его периферии. В объеме КРМО, с учетом фиксируемых качественных и количественных характеристик минерального состава, могут быть выделены обобщенные метасоматические зоны соответствующие типовым для меднопорфи-

чанка они представляют собой концентрические оболочки мощностью 100—300 м, грубо овальные в поперечном сечении и субмеридионально вытянутые в плане. Состав и зональность гидротермально-метасоматических изменений отражены в обобщенной модели (рис. 5), составленной по типовой схеме [2].

В вертикальном сечении комплексного ореола гидротермально-метасоматических изменений намечается следующая последовательность смены обобщенных зон с удалением от его ядерной части, приуроченной к тектонически нарушенному висящему контакту рудоносного «порфирового интрузива»:

зона интенсивного штокверкового окварцевания, локализуемая в пределах спорадически развитых трубообразных брекчиевых тел («кварцевое ядро»);

калиевая зона, для которой характерна умеренная степень проявления кварц-калишпат-биотитового изменения при незначительном распространении хлорита, серицита, эпидота и карбонатов;

внутренняя пропилитовая зона, выделяемая в средней и нижней частях комплексного ореола; типоморфными признаками этой зоны являются слабое окварцевание, слабая до умеренной биотитизация пород, выявляемая по реликтам и характерному облику псевдоморфоз хлорита, а также широкое распространение умеренно проявленных альбит-эпидот-хлоритовых пропилитов при резко подчиненной роли светлослюдистых и глинистых изменений, развитых лишь в непосредственной близости от стволых трещинных зон;

филлизитовая зона, характерная для верхних частей комплексного ореола и отличающаяся сближенным расположением и интерференцией околотрещинных зон кварц-карбонат-гидрослюдисто-серицитовых изменений умеренной до интенсивной степени проявления; в подчиненном количестве присутствуют хлорит, биотит, альбит, калишпат, спорадически встречается турмалин;

внешняя пропилитовая зона, образующая наружную оболочку комплексного ореола и характеризующаяся умеренным проявлением

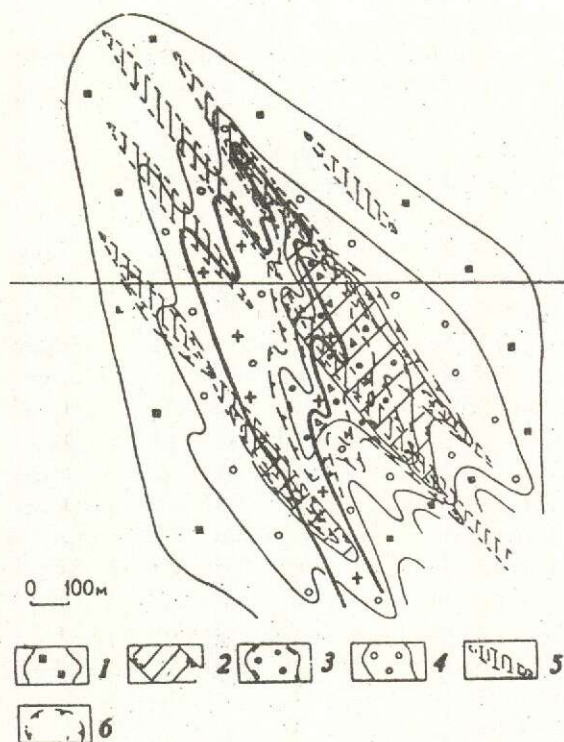


Рис. 6. Модель зональности рудной минерализации:

зоны распространения основных рудных минеральных ассоциаций: 1 — (магнетит)-пиритовой, 2 — молибденитовой, 3 — халькопирит-борнит-блеклорудной, 4 — пирит-халькопиритовой, 5 — полиметаллической (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, блеклые руды); 6 — ореолы аномальных содержаний золота; остальные усл. обозн. см. рис. 5

тизацией и незначительным развитием вторичного кварца, гидрослюд и глинистых минералов.

Внешняя пропилитовая зона обрамляется широким ореолом слабых и неравномерно проявленных изменений пропилитового типа.

К тектонически нарушенным участкам комплексного ореола приурочены зоны карбонатизации, цеолитизации, а также проявления поздних ангидритизации и огипсования, в виде жил и прожилковых зон пересекающих все метасоматические зоны.

Состав и зональность рудной минерализации типичны для медно-порфировых месторождений [4]. К главным рудным минералам относятся пирит, халькопирит, борнит, блеклые руды теннантит-тетраэдритового ряда молибденит; к второсте-

галенит, халькозин, ильменит; к редко встречающимся — марказит, аргентит, арсенопирит, пирротин, энаргит, самородное золото и др. Преобладают вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры руд, часто отмечаются структуры замещения. Основными полезными компонентами являются медь и молибден, главными попутными — золото и серебро.

В составе руд выделены следующие основные минеральные ассоциации в последовательности их образования: (магнетит)-пиритовая, молибденитовая, пирит-халькопиритовая (с арсенопиритом, пирротинном), халькопирит-борнит-блеклорудная (с халькозином), полиметаллическая (сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, молибденит, блеклые руды, золото, аргентит, энаргит) (см. рис. 4). Наиболее поздними гидротермальными образованиями в пределах месторождения являются локально развитые вдоль зон тектонических нарушений мало-мощные прожилки и мелкие гнезда кальцита, ангидрита, гипса и цеолитов, в ряде случаев содержащие обогащенную сульфидную минерализацию [5, 10].

Обобщенная модель рудной минеральной зональности месторождения (рис. 6) в целом согласуется с моделью зональности гидротермально-метасоматических изменений и отражает грубо концентрическое расположение основных типов руд относительно сложно построенного «порфирового интрузива».

В совокупности две представленные модели отражают рудно-метасоматическую зональность месторождения. Генерализованная схема последней заключается в следующем: центральные части КРМО маркируются «кварцевыми ядрами» с убогой магнетит-сульфидной минерализацией; они обрамляются молибденит-блеклорудно-борнит-халькопиритовыми рудами, наиболее интенсивно развитыми в участках сопряжения калиевой и филлизитовой зон, а те, в свою очередь, сменяются молибденитсодержащими пирит-халькопиритовыми в филлизитовой и внутренней пропилитовой зонах. Во внешней пропилитовой зоне развита убогая существенно пиритовая минерализация («пиритовый ореол») мощностью в первые сотни метров. Полиметаллическая мине-

венно на периферии рудоносного штокверка в карбонатизированных тектонически нарушенных зонах, проникая вдоль последних и в осевые части рудных тел.

Прожилково-вкрапленное медно-молибденовое оруденение характеризуется закономерными вариациями интенсивности в пределах КРМО. Контуры рудных тел определяются распространением главной рудообразующей пирит-халькопиритовой минеральной ассоциации, не выходя за пределы зон развития гидротермальной биотитизации и наложенных на нее сопряженных березитовых и пропилитовых изменений. Наиболее богатые участки меднорудных тел сопровождаются развитием халькопирит-борнит-блеклорудной ассоциации и локализуются в центральных частях месторождения в области сопряжения калиевой и филлизитовой зон. Участки, наиболее обогащенные молибденом, приурочены к флангам околотрещинных зон интенсивной березитизации в пределах калиевой и, в меньшей степени, филлизитовой зон. Сходной позицией характеризуется и распределение аномальных концентраций золота, максимумы которых приурочены к участкам пространственного совмещения ореолов развития халькопирит-борнит-блеклорудной и полиметаллической минеральных ассоциаций.

Зона окисления первичных руд на месторождении развита незначительно и лишь вдоль тектонических нарушений распространяется до глубин в несколько десятков метров. В пределах этой зоны развиты малахит, азурит, гидроокислы железа и марганца, а также куприт, редко тенорит, хризоколла, бирюза.

На северном фланге месторождения несколькими буровыми скважинами зафиксирован широкий площадной ореол развития самородной меди, которая во вкраплениях, микропрожилках, дендритовидных агрегатах и т.п. встречается в трещиноватых монцитоидах Екдэгкычского плутона и в нижней части перекрывающих его нижнемеловых углисто-терригенных молассовых отложений. Содержание ее в породах достигает в ряде случаев 3—5 %, но в среднем не превышает первых десятых долей процента. Выделение самородной меди сопровождается

хлоритизации, цеолитизации, что позволило В.Г. Каминскому [3] объединить эти образования в гипогенную карбонат-хлорит-медную ассоциацию, сформировавшуюся в результате регенерации и переотложения меднопорфирового оруденения.

По условиям залегания, характеру минерализации и сопровождающих ее метасоматических изменений ореол развития самородной меди Песчанки близок к месторождению Эксотика, расположенному в 2 км к югу от месторождения Чукикамата олигоценового возраста (Чили). Здесь оруденение (хризоколла, медный вад и атакмит) развито в миоценовом конусе выноса и в перекрываемых им породах палеозоя и мезозоя. По данным П.Сото, источником меди служило рудное тело Чукикамата, которое подвергалось выщелачиванию вадозными водами с образованием медьсодержащих растворов, стекавших вниз по склону. Подобный механизм образования самородной меди на Песчанке вполне возможен.

Рудные минералы и сопутствующие им гидротермально-метасоматические породы изучались также с использованием комплекса тонких методов анализа.

Так, на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 (Кафедра полезных ископаемых МГУ) определен элементный состав главных рудных минералов, слагающих гипогенные руды месторождения, и рассчитаны их формулы [1]. При этом установлено отсутствие серебра в блеклых рудах, значительные колебания сурьмы и мышьяка в их составе, часто в пределах одного минерального зерна, а также отмечен некоторый дефицит серы в составе халькопиритов и, в ряде случаев, борнитов.

Элементы-примеси в рудных минералах — магнетитах, пиритах, халькопиритах, борнитах — определялись методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА), выполненного совместно с сотрудниками ВНИИ Геоинформсистем. Установлены также типохимические особенности минералов, входящих в состав различных минеральных ассоциаций [9].

Магнетиты из пропилитизированных монцитодоритов фланговых зон месторождения отличаются повышенными содержаниями

По мере приближения к рудному телу и в пределах последнего в них постепенно возрастают концентрации As, La, Hf и Ce, а содержания W, Th и Sm существенно падают. Au, Ag, Sb и Se в магнетитах не обнаружены.

В пиритах ранней генерации, представленных вкрапленниками кубического габитуса в пропильтизированных породах, присутствуют Au, As, Sb, Se, La, Ce, Sm, Lu, Th. В пентагон-додекаэдрических пиритах пирит-халькопиритовой ассоциации содержание этих примесей увеличивается в несколько раз и к ним добавляются Ag, Eu, W и Hf.

Халькопириты пирит-халькопиритовой ассоциации характеризуются пониженными содержаниями Au, Ag, As, Se, La и Ce по сравнению с халькопиритами халькопирит-борнит-блеклорудной ассоциации. В последних, кроме того, присутствуют Sb, Sm, Eu, Lu, Hf, W и Th. Борниты последней из названных ассоциаций содержат практически все элементы-примеси, причем Au, Ag, As, Sb и Se в больших концентрациях, нежели во всех других минералах предшествующих ассоциаций [9].

Лазерным микроспектральным методом с использованием приборов LMA-2 и LMA-10, соответственно, на Кафедре Полезных Ископаемых МГУ (исполнитель Нат.Е.Сергеева) и в ЦНИГРИ (исполнитель Н.Г.Кореннова) в сульфидах руд проанализированы микропримеси. В пиритах, халькопиритах и борнитах (в общей сложности более 300 определений) фиксируется постоянное присутствие Ni, Co, Zn, Ag, Pb, Cu, содержания которых составляют тысячные доли процента, иногда достигая первых сотых и даже десятых долей процента (Cu в пиритах). Спорадически отмечается примесь As, Mo, а также породообразующих элементов — Si, Al, Mg, Ca и др. Преобладающий диапазон значений отношения Co : Ni в пиритах составляет 0,5—1,5. Сопоставление полученных данных позволяет выявить тенденцию обогащения пирита и халькопирита, входящих в состав полиметаллической ассоциации, свинцом и цинком, а входящих в состав халькопирит-борнит-блеклорудной ассоциации — серебром. Содержания меди

зональности в распределении элементов-примесей в сульфидах по данным лазерного микроспектрального анализа не наблюдается, что может объясняться наложением нескольких минеральных ассоциаций друг на друга и регенерацией ряда минералов. Отмечается лишь резкое уменьшение концентраций цинка, свинца и серебра в пиритах в подрудной зоне.

Термобарогеохимические исследования, выполненные на месторождении Песчанка как авторами данной статьи, так и другими геологами, позволяют оценить некоторые физико-химические параметры рудообразующих процессов.

С использованием данных локального лазерного микроспектрального анализа нами рассчитаны значения температур сульфидообразования по соотношениям микропримесей кобальта в сосуществующих пиритах и халькопиритах по методу, разработанному Н.И.Безменом с соавторами [7]. Расчетные значения в подавляющем большинстве случаев (из 34 пар определений) не превышают 600°C с преобладающим диапазоном значений 100—350°C.

По данным изучения флюидных включений в прожилковом кварце, В.Г.Каминским [3] установлены следующие диапазоны температур образования ведущих минеральных ассоциаций: дорудный кварц из «кварцевых ядер» — 520—340°C, кварц-молибденитовая ассоциация — 340—300°C, пирит-халькопиритовая ассоциация — 320—250°C, халькопирит-борнит-блеклорудная ассоциация — 270—180°C, полисульфидная ассоциация — 180—120°C.

Сравнение температур гомогенизации флюидных включений в кварце рудных прожилков с полученными расчетными значениями температур сульфидообразования, по данным микропримесного геотермометра, показывает совпадение диапазонов их преобладающих значений, соответственно, 120—340 и 100—350°C, что свидетельствует о захвате большинства изученных включений гидротермальных растворов в процессе отложения сульфидной минерализации.

Давления в рудообразующей гидротермальной системе, по данным геологических оценок глубины становления рудоносного

превышать значения литостатической нагрузки (270—400 бар) на ранних стадиях и гидростатической (100—150 бар) — на поздних.

Завершая краткую характеристику месторождения Песчанка, можно заключить, что по условиям локализации, особенностям строения рудных тел, составу и зональности гидротермальной минерализации, а также по физико-химическим параметрам формирования оно может служить эталонным представителем крупномасштабных объектов меднопорфирового рудноформационного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУТЫ

1. Волчков А.Г., Сокиркин Г.И., Шишаков В.Б. Геологическое строение и состав руд Анюйского медно-порфирового месторождения (Северо-Восток СССР) // Геология рудных месторождений. 1982. № 44. С. 89—94.
2. Гирфанов М.М. Рудно-метасоматическая зональность типовых меднопорфировых месторождений // Мат-лы науч.-практич. конф. ЦНИГРИ. — М., 1993. С. 49—50.
3. Каминский В.Г. Геологическая позиция меднопорфирового оруденения Баимской зоны и критерии его прогноза и поисков: Автореф. канд. дис. — М., 1987.
4. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Меднопорфировые месторождения Мира. — М.: Недра, 1986.
5. Мигачев И.Ф., Шишаков В.Б. Геолого-поисковая модель медно-порфирового месторождения // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 47—53.
6. Палеотектоническая позиция продуктивных на медно-порфировое оруденение магматических формаций Западной Чукотки / И.Ф.Мигачев, Р.Н.Мараева, В.Г.Сапожников, В.Б.Шишаков // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 185. С. 36—43.
7. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта / Н.И.Безмен, Н.И.Еремин, И.Г.Наразаули, Н.В.Позднякова, Н.Е.Сергеева // Геохимия. 1978. № 3. С. 384—389.
8. Продуктивные на меднопорфировое оруденение вулcano-плутонические пояса Западной Чукотки / И.Ф.Мигачев, Р.Н.Мараева, В.Г.Сапожников, В.Б.Шишаков // ДАН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 458—461.
9. Распределение элементов-примесей в минералах различных минеральных ассоциаций меднопорфирового месторождения / В.Д.Нартикоев, В.Б.Шишаков, Д.М.Воинков, В.Г.Каминский, В.И.Дрынкин // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 122—124.
10. Рудно-метасоматическая зональность меднопорфирового месторождения на Северо-Востоке СССР / И.Ф.Мигачев, В.Г.Сапожников, В.Б.Шишаков, В.Г.Каминский // Геология рудных месторождений. 1984. № 5. С. 91—94.

Migachev I. F., Girfanov M. M., Shishakov V. B.

THE PESCHANKA COPPER PORPHYRY DEPOSIT

Geological setting, structure and ore-metasomatic zonality of the Peschanka deposit being the largest one among the copper porphyry deposits known in the Russian Federation are comprehensively characterized.

УДК 553.26:553.411/412(571.65)

© П. С. Константинов, В. И. Старостин, 1995

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ДУКАТ

П. С. КОНСТАНТИНОВ, В. И. СТАРОСТИН (МГУ)

Установлено, что важным фактором контроля оруденения на месторождении Дукат является структурно-петрофизический. Показано, что промышленная минерализация концентрировалась в гидротермально преобразованных упруго-хрупких породах, отличающихся повышенной пористостью и определенными фильтрационными свойствами.

Петрофизические свойства рудовмещающих пород представляют собой одну из важнейших характеристик геологической среды рудообразования [7]. Эти свойства лишь отдаленно могут свидетельствовать о реальных условиях периода рудообразования; тем не менее их знание позволяет оценить степень однородности — неоднородности геологической среды и ее влияние на развитие деформационных структурных элементов и локализацию оруденения. Несмотря на то, что проблеме генезиса близповерхностных золото-серебряных месторождений вулканогенных поясов Тихоокеанского пояса посвящено большое количество публикаций [3, 8, 9 и др.], условия локализации рудных тел в них недостаточно выяснены. Месторождение Дукат — типичный представитель золото-серебряной формации, где все исследователи отмечают литологический контроль оруденения. Роль физико-механических свойств пород в локализации оруденения практически не затрагивалась.

Существенно серебряное месторождение Дукат расположено в меридиональном Балыгычано-Сугойском прогибе, являющимся поперечной структурой к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Прогиб выполнен меловыми континентальными осадочными и вулканогенными образованиями; в его основании залегают терригенные породы верхоянского комплекса. Месторождение приурочено к положительной вулcano-тектонической структуре, расчлененной серией крупноамплитудных сбросо-сдвигов на блоки, отличающиеся геологическим строением и степенью рудоносности. Максимум оруденения приурочено к Центральной припод-

Северо-Западным и Восточным разломами. Смежные с ним опущенные блоки характеризуются понижением рудоносности: постепенным к западу (Северо-Западный блок) и резким к востоку (Юго-Восточный блок).

Рудные тела месторождения залегают исключительно в экструзивно-эффузивных образованиях аскольдинской свиты нижнего мела, K_1ar , сложенных риолитами, игнимбритами, туфами, фельзитами, чередующимися с маломощными (0—30 м) горизонтами аргиллитов и алевролитов. Составной частью раннемелового вулканического комплекса является субвулканическое тело невадитов — крупнопорфировых риолитов, служивших подводным каналом. Мощность рудовмещающих вулканитов составляет 1100 м.

В центре месторождения на глубинах 1000—1300 м от дневной поверхности скважинами вскрыт плутон гранитов, под воздействием которого, видимо, сформировался современный облик купольной структуры. По периферии рудного поля аскольдинские вулканиты окаймляются более молодыми континентальными озерными отложениями омсукчанской свиты, K_1ar-al , и верхнемеловыми вулканическими образованиями андезитового, K_2cm , и риолитового, K_2cm-tr , состава. С ними в тесной пространственной и, по-видимому, генетической связи находятся субвулканические и гипабиссальные тела, образуя вулcano-плутонические комплексы.

Рудовмещающие вулканиты аскольдинской свиты по особенностям химизма относятся к типу ультракалиевых (K_2O до 8—10 %) и ультракислых (SiO_2 до 80 %) с исчезающе малым содержанием окислов на-

бенностью является также обогащенность их серебром (до 10 кларков), оловом (2—8 кларков), бором, фтором, хлором. По особенностям состава и геологическому положению породы аскольдинского комплекса не имеют аналогов в регионе и очень похожи на калиевые и ультракалиевые риолиты Рудного Алтая, Забайкалья, Приморья и др. регионов [1, 11 и др.], с которыми связаны месторождения различных рудноформационных типов.

В составе аскольдинской свиты по петрографическому составу выделяется девять пачек [2], которые можно объединить в три подсвиты. Нижняя часть разреза представлена мелкопорфировыми риолитами, развитыми в южной части месторождения. Средняя сложена мощной толщей кристаллокластических игнимбритов, в которых кристаллокласты кварца, полевых шпатов и разложенного темноцвета размером 3—5 см составляют до 50—70%. Верхняя часть, где сосредоточена основная масса рудных тел, состоит из пачек сферолитовых риолитов, туфов, игнимбритов, фельзитов, чередующихся с маломощными прослоями осадочных пород. Для них характерно малое количество вкрапленников (менее 5%) и чрезвычайное разнообразие текстурно-структурных особенностей: сферолитовой и сферолоидной, тонкополосчатой и тонкофлюидальной, перлитовой и др. Породы свиты под углом 15—20° погружаются в северном направлении под осадочные породы омсукчанской свиты. Схематический геологический разрез месторождения с использованием данных глубоких структурных скважин (рис. 1) раскрывает позицию рудных тел в разрезе вулканических образований и относительно гранитной интрузии.

В размещении оруденения выявляется отчетливый литологический контроль: значительная масса руды сосредоточена в афировых риолитах-фельзитах [5]. Распределение оруденения неравномерное. Устанавливаются рудные столбы с содержанием золота и серебра, в несколько раз превышающим среднее по месторождению. Рудные тела, среди которых преобладают минерализованные зоны, характеризуются разнообразием минеральных видов, слагающих ассоциации, две из которых определяют ценность месторождения: кварц-хлорит-сульфидовая и

ные зоны состоят из одной или нескольких стволовых жил, минерализованных брекчий и полос прожилково-вкрапленной минерализации. Характерной их чертой является резкое расширение кверху. С глубиной зоны переходят в стволовые жилы.

С целью выяснения роли физико-механических свойств среды в локализации оруденения рудно-петрофизическими методами были изучены около 100 образцов [4]. Образцы отбирались по поверхности, из горизонтальных горных выработок и из глубоких структурных скважин, расположенных в Центральном (скв. 103), Северо-Западном (скв. 101) и Юго-Восточном (скв. 10) блоках. Исследования проводились в рудно-петрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ. В каждом образце определялись 13 физико-механических параметров: эффективная пористость ($P_{эфф}$, %), плотность (ρ , г/см³), условно-мгновенное насыщение (A , %), постоянная насыщения (B , ч⁻¹), коэффициенты Пуассона (μ) и всестороннего сжатия ($K_{сж}$, 10 МПа), модули Юнга (E) и сдвига (G) в 10⁴ МПа, акустическая жесткость (Z , г/см²), температура Дебая (θ , К), скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в км/сек, а также вычислялся комплексный петрофизический коэффициент ($K_{пк}$).

Анализ геологических разрезов с построением отдельных бинарных и тройных диаграмм (рис. 2, табл. 1) позволил расчленить рудовмещающие вулканы аскольдинского комплекса на две петрофизические группы. В первую объединены риолиты и игнимбри-ты нижней части аскольдинской свиты. Эти породы характеризуются большими величинами колебаний физико-механических свойств и имеют повышенные значения упруго-прочностных свойств (E до 815x10⁴ МПа и G до 3,55x10⁴ МПа, $\mu = 0,15—0,26$), плотности (0,61—0,72 г/см³) и пониженные — параметров водонасыщения: эффективная пористость не превышает 1,27%, условно-мгновенное насыщение колеблется от 0,04 до 0,15. В большинстве случаев породы этой группы имеют отрицательные значения $K_{пк}$. В целом риолиты и игнимбри-ты можно отнести к категории упруго-

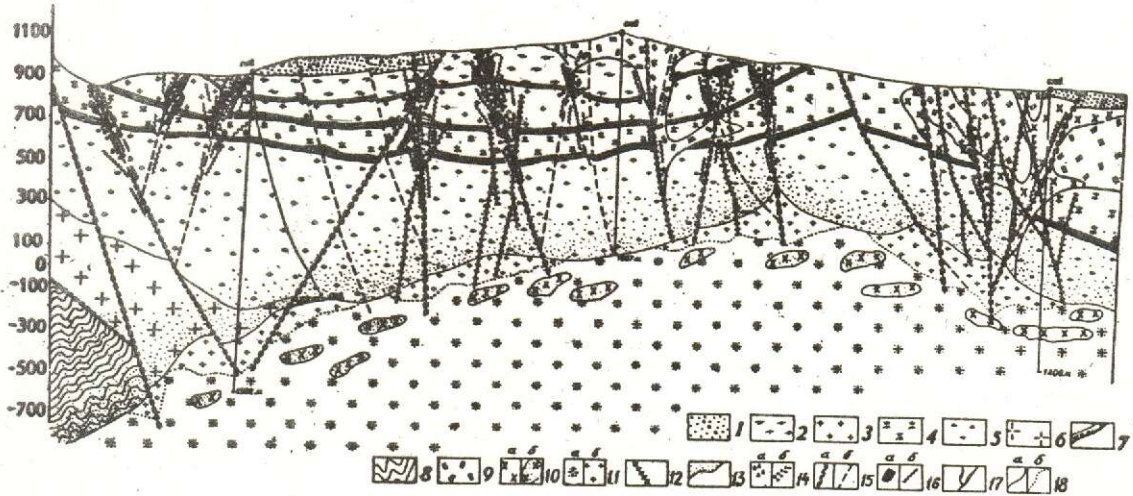


Рис. 1. Геологический разрез Дукатского месторождения (по материалам Дукатской ГРЭ):

1 — угленосные осадочные отложения омуksчанской свиты; вулканиты аскольдинской свиты: 2 — риолиты, 3 — туфы риолитов, игнимбриты, 4 — афировые риолиты (фельзиты), 5 — игнимбриты, 6 — крупнозернистые риолиты, 7 — маркирующие горизонты осадочных пород; 8 — верхнетриасовые песчаники; 9 — субвулканические риолиты, K_{1-2} ; 10 — гранодиорит-порфиры: а — субвулканические тела, б — ксенолиты, K_{1-2} ; 11 — интрузивы гранитов: а — биотитовых, б — лейкократовых, K_2 ; 12 — дайки базальтов, P(?); 13 — зоны контактового метаморфизма; 14 — инъекционно-эксплозивные породы: а — брекчии, б — туффзиты; 15 — зоны тектонических нарушений: а — дробления, б — прочие разломы; 16 — окварцевание: а — зоны окварцевания, б — кварцевые жилы; 17 — рудные тела; 18 — границы: а — геологические, б — фациальные

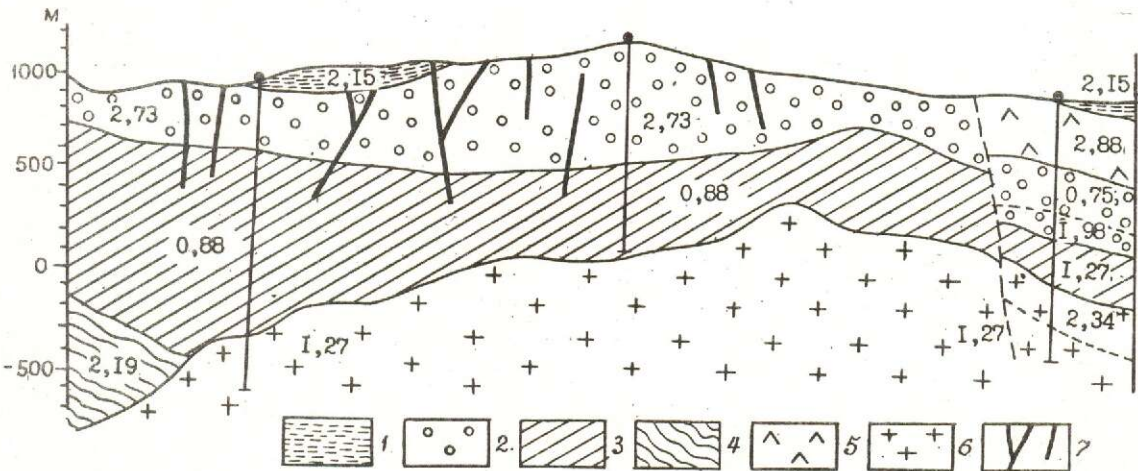


Рис. 2. Эффективная пористость рудовмещающих пород Дукатского месторождения:

1 — осадочные породы омуksчанской свиты; части разреза рудовмещающего комплекса аскольдинской свиты: 2

1. Физико-механические свойства пород Дукацкого месторождения

Петро-физические группы	Породы	Количество образцов	ρ , г/см ³	A, %	$P_{эфф}$, %	μ	E	G, 10 ⁴ МПа	Z, г/см ² ·с	V_p	V_s	θ , К
I	Риолиты	2	2,59	0,21	2,68	0,95	6,33	2,90	13,06	5,06	3,38	456
	Игнимбриты	18	2,63	0,26	1,20	0,18	6,03	2,57	13,45	5,12	3,14	430
	Аргиллиты	1	2,61	0,04	1,01	0,18	6,47	2,74	13,69	5,25	3,27	447
II	Фельзиты	12	2,57	0,45	2,13	0,20	5,93	2,49	13,32	5,17	3,30	426
	Риолиты	4	2,59	0,71	2,73	0,21	6,05	2,51	13,37	5,09	3,14	429
	Игнимбриты	11	2,63	0,39	1,84	0,19	6,72	2,84	14,05	5,33	3,30	453
	Риолиты	2	2,58	0,14	2,41	0,24	5,80	2,36	13,42	5,41	3,05	418
	Невадиты	3	2,54	0,57	3,37	0,14	5,80	2,62	12,37	4,81	3,31	438
	Конгломерато-брекчий тавадумской свиты	4	2,58	0,68	3,51	0,16	6,10	2,65	13,06	5,07	3,23	439
	Граниты	9	2,58	0,75	1,66	0,13	4,44	1,96	11,05	4,28	2,78	376
Пострудные дайки базальтов	5	2,38	1,61	11,84	0,17	3,22	1,40	9,26	3,91	2,34	321	

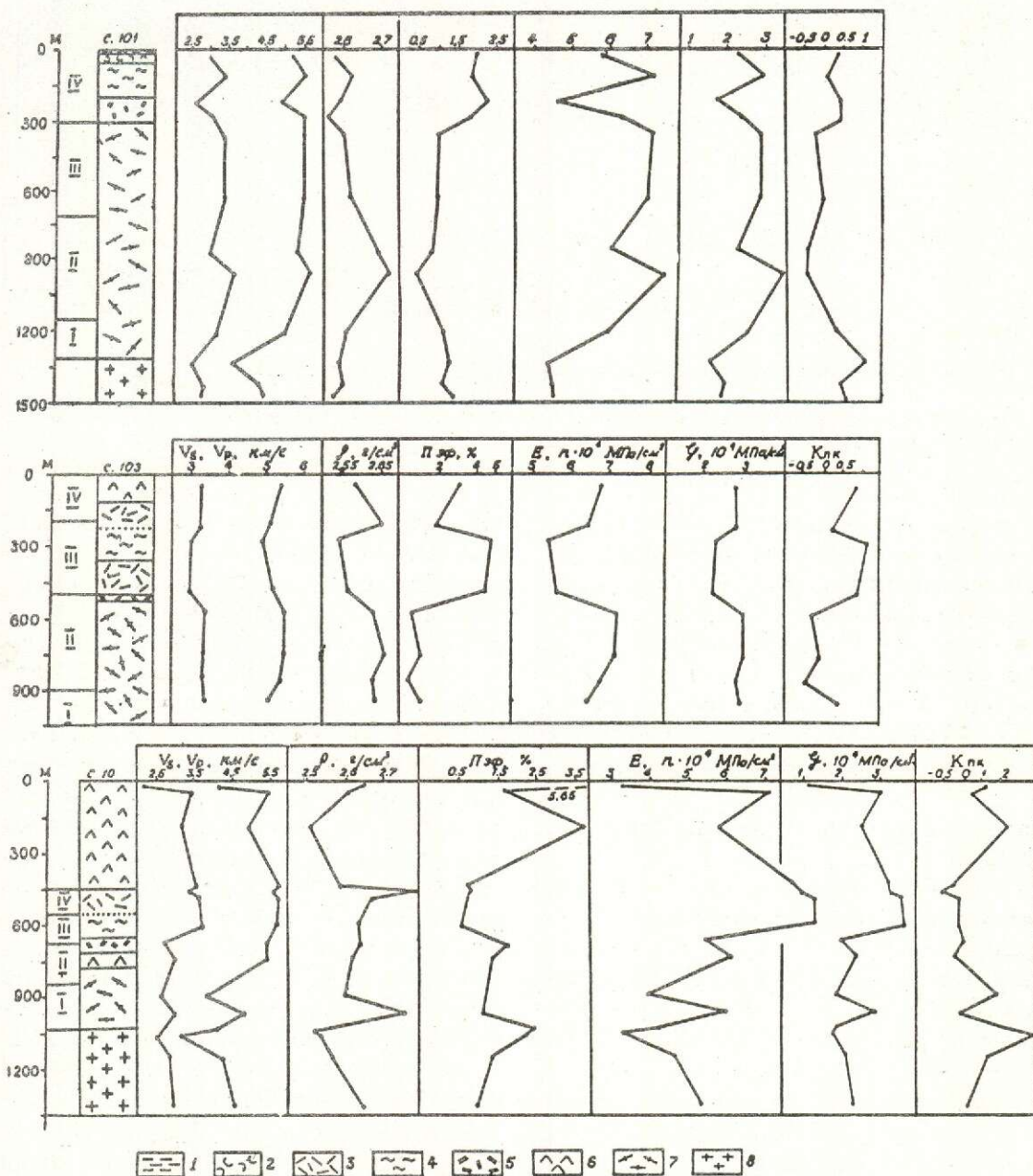


Рис. 3. Изменение некоторых параметров физико-механических свойств в рудовмещающих породах по разрезам скважин 101, 103, 10:

1 — осадочные породы омушканской свиты; упруго-хрупкий тип разреза: 2 — туфы, 3 — риолиты, 4 — игнимбристы, 5 — фельзиты; 6 — субвулканическое тело риолитов; упруго-вязкий тип разреза: 7 — кристалло-

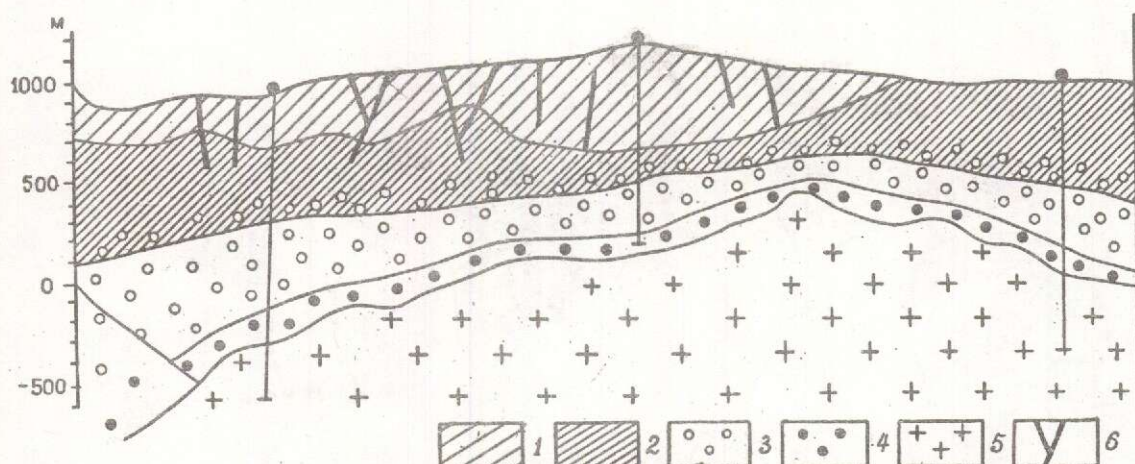


Рис. 4. Схема вертикальной зональности измененных пород Дукатского месторождения:

1 — кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты; 2 — эпидотсодержащие пропилиты; 3 — ороговикованные породы; 4 — роговики; 5 — граниты; 6 — рудные тела

части разреза аскольдинской свиты, обладающие повышенными значениями эффективной пористости (до 4,87 %), условно-мгновенного насыщения (1,5—2,7 %) и пониженными параметрами модулей Юнга ($4,5-6 \times 10^4$ МПа) и сдвига ($1,79-2,80 \times 10^4$ МПа), акустической жесткости ($12-14 \times 10^5$ г/см²с), что приближает их к упруго-хрупкому петрофизическому типу среды рудообразования. Эти породы имеют положительные значения $K_{пк}$ (0,26—1,7).

Различия петрофизических групп вулканитов, по данным глубоких скважин, отображены на рис. 2 и 3. В упруго-хрупких вулканитах, среди которых залегает основная масса рудных тел, эффективная пористость в 3 раза больше, чем в упруго-вязких игнимбритах. В рудоносных (скв. 103, 101) и слаборудоносных (скв. 10) блоках физико-механические свойства вулканитов также несколько отличаются.

Наметилась определенная связь петрофизических параметров вулканитов со степенью их гидротермальной проработки. Интенсивно преобразованные породы характеризуются пониженными значениями скоростей ультразвуковых волн, низкими параметрами упругих и прочностных характеристик, сочетаю-

ется вертикальная и горизонтальная зональность в распределении кварц-хлорит-гидрослюдистой и эпидот-хлоритовой фации пропилитов (рис. 4). Площадное кварц-хлорит-гидрослюдистое изменение пород, характерное для верхних горизонтов центральной части месторождения, с глубиной и на периферии сменяется эпидот-хлоритовым замещением. Рудные тела залегают преимущественно в кварц-хлорит-гидрослюдистых метасоматитах, характеризующихся повышенной эффективной пористостью (см. рис. 2, 4). Располагающиеся здесь наиболее мощные и богатые части рудных тел при переходе в более плотные и малопористые эпидот-хлоритовые игнимбиты уменьшаются по мощности и выклиниваются. Интенсивность преобразований в зоне кварц-хлорит-гидрослюдистых изменений неравномерна: степень замещения вулканитов кварцем, серицитом, гидрослюдой, хлоритом, адуляром составляет от 10—30 до 80—90 %. Одной из причин неравномерного распределения оруденения в рудных телах с образованием рудных столбов и жильных зон является, вероятно, степень гидротермальной проработки вулканитов. В наиболее измененных их частях увеличивается эффективная пористость, обуславливающая

2. Физико-механические свойства измененных рудовмещающих вулканитов (по данным скв. 10, 101, 103, 3)

$P_{эфф}$, %	A , %	ρ , г/см ³	μ	E	G , 10 ⁴ МПа	V_p , км/с	V_s , км/с
Кварц-гидрослюдистые метасоматиты							
1,87	0,85	2,56	0,25	6,24	2,49	5,49	3,15
2,31	1,50	2,59	0,29	4,62	1,79	4,89	2,65
1,91	0,10	2,62	0,19	7,21	3,04	5,54	3,44
2,01	0,59	2,58	0,24	5,88	2,36	5,24	3,06
4,53	1,77	2,56	0,25	5,66	2,26	5,22	3,00
4,87	2,47	2,54	0,21	5,44	2,25	4,76	3,00
1,96	0,14	2,65	0,16	6,48	2,80	5,15	3,28
1,42	0,14	2,64	0,28	7,19	2,82	5,93	3,29
Альбит-эпидот-хлоритовые пропилиты							
0,95	0,13	2,62	0,20	7,07	2,95	5,53	3,39
1,00	0,04	2,60	0,20	7,10	2,97	5,55	3,41
0,63	0,14	2,64	0,13	8,30	3,67	5,78	3,76
Слабо ороговикованные породы							
1,48	0,61	2,64	0,32	5,49	2,08	5,50	2,84
0,80	0,15	2,68	0,26	6,01	2,38	5,29	3,01
0,66	0,07	2,63	0,19	7,22	3,04	5,53	3,43
Ороговикованные породы							
0,49	0,07	2,72	0,15	8,15	3,55	5,68	3,65
1,48	0,12	2,75	0,22	6,87	2,82	5,50	2,84
0,58	0,07	2,66	0,20	6,81	2,84	5,42	3,32
1,04	0,14	2,63	0,19	7,17	3,00	5,51	3,39
Роговики							
1,15	0,08	2,64	0,12	6,53	2,93	5,13	3,36
1,20	0,60	2,63	0,21	3,92	1,62	4,14	2,50
1,60	0,80	2,61	0,21	5,64	2,33	4,98	3,02
1,16	0,34	2,61	0,15	5,98	2,60	4,97	3,18
1,15	0,31	2,76	0,17	6,04	2,59	4,88	3,09
1,27	0,60	2,60	0,01	3,91	1,93	3,91	2,75

Внедрение гранитов привело к наложению процессов контактового метаморфизма на уже пропилитизированные вулканиты. Это вызвало увеличение упруго-прочностных свойств и понижение параметров водонасыщения пород (табл. 2).

По данным детального изучения процесса насыщения, получена не только величина эффективной пористости вулканитов, но и возможность дифференцировать ее по размерам пор. Расчленение процесса свободного насыщения в экспоненциальном режиме на два этапа (P_1 и P_2), соответствующих постоянным насыщения B за период до 4

B для P_1 (до 4 часов) составляет для большинства пород $0,27 \text{ ч}^{-1}$, а для P_2 (4—72 ч) — $0,05 \text{ ч}^{-1}$. Такая прерывистость процесса насыщения объясняется последовательным заполнением пор различного размера. На тройной диаграмме видно (рис. 5), что большая часть пород рудовмещающего комплекса характеризуется высоким процентным содержанием пор ультра- и микроразреза. Верхняя группа точек соответствует, главным образом, породам верхней части разреза и представлена ультрапорами размером 2×10^{-4} мм. Кристаллокластическим игнибитам нижней его части присущи в основном микропоры размером 10^{-4} — 10^{-2} мм. Фель-

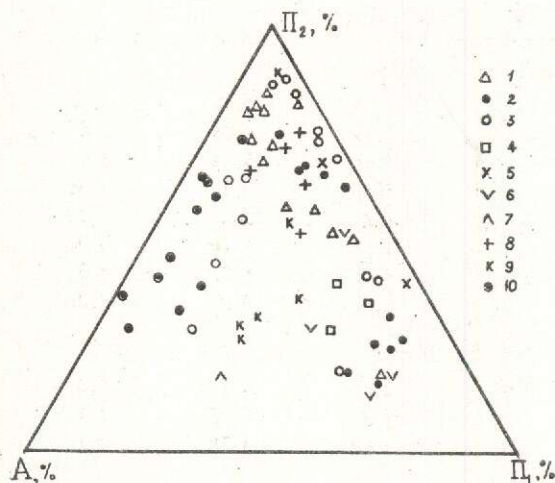


Рис. 5. Распределение пород и руд по параметрам дифференцированной пористости:

1 — риолиты и игнимбриты нижней подсвиты; 2 — фельзиты и 3 — риолиты, туфы, игнимбриты верхней подсвиты аскольдинской свиты; 4 — субвулканические невадиты аскольдинского комплекса; 5 — аргиллиты омсукчанской свиты; 6 — горизонт конгломерато-брекчий таватумской свиты; 7 — игнимбриты наяханской свиты; 8 — пострудные дайки базальтов; 9 — рудные жилы; 10 — граниты; А — условно-мгновенное насыщение; P_1 и P_2 — насыщение в экспоненциальном режиме

зиты, в которых сосредоточена основная масса рудных тел на этой диаграмме, выделяются в виде двух обособленных группировок, характеризующихся, с одной стороны, высоким процентным содержанием ультра- и микропор, с другой — макропор (правый нижний угол). Петрографические наблюдения показали, что наибольшее количество макропор имеют фельзиты с интенсивным кварц-хлорит-гидрослюдистым изменением.

Таким образом, наличие участков (блоков) пород, в пределах которых они подверглись максимальной гидротермальной переработке, сопровождающейся увеличением эффективной пористости и размерности пор, явилось, вероятно, одной из причин неравномерного распределения минерализации в рудных телах. В этих участках происходила активная циркуляция гидротермальных рас-

Рассмотрение структурно-петрофизических особенностей вулканоструктуры позволяет наметить основные закономерности размещения оруденения в ее пределах. Наличие двух достаточно контрастных по физико-механическим свойствам групп пород — «игнимбритовой» и «фельзитовой» — предопределило концентрацию оруденения в ореоле афировых пород. Здесь размещаются наиболее мощные и богатые части рудных тел; с глубиной, при переходе в высокопрочные и малопористые игнимбриты, они уменьшаются в мощности, ветвятся и выклиниваются.

Субвулканические невадиты по упруго-прочностным свойствам близки рудовмещающим вулканитам, но в них повышена эффективная пористость (до 4,6 %) и величина А (до 0,74 %) при средней плотности 2,54 г/см³. На тройной диаграмме (см. рис. 5) рой точек, характеризующих невадиты, располагается ближе к правому нижнему углу, что свидетельствует о наличии в них большого количества макропор. По-видимому, в этих породах вероятно обнаружение более богатого оруденения, чем установлено к настоящему времени.

Граниты, прорывающие и метаморфизирующие рудовмещающие вулканиты, по своим петрофизическим свойствам близки к гранитам гиабиссальной фации. Это малопористые (1,17—1,42 %), нормальной плотности (2,59 г/см³) и упругости породы, имеющие пониженные скорости ультразвуковых волн (см. табл. 1). В апикальной части наблюдается уменьшение упругих параметров и повышение эффективной пористости (до 2,45 %) и величины А (до 1,04 %), что позволяет предположить здесь прожилково-вкрапленную минерализацию. Судя по петрографо-минералогическим наблюдениям, она имеет оловянно-редкометалльный состав.

В западной части месторождения в основании таватумской свиты, K_2 сп, залегающей на аскольдинских вулканитах, установлен горизонт конгломерато-брекчий, содержащий рудокласты с золото-серебряной минерализацией [6]. По мнению некоторых исследователей [2], этот горизонт является структурно-литологическим экраном оруденения. По упруго-прочностным свойствам (см. табл. 1) образования горизонта близки

однако значения эффективной пористости в них выше (до 4,52 %), что ставит под сомнение их экранирующие свойства.

Пострудные дайки базальтов обладают повышенной пористостью (до 10—15 %) и являются чрезвычайно хрупкими образованиями. Эти свойства сделали их благоприятной средой для пострудной минерализации серебро-полиметаллической специализации.

При сравнении физико-механических свойств рудовмещающих пород в блоках разной степени рудоносности обнаруживается, что эти свойства несколько отличаются. В наименее рудоносном Восточном блоке (скв. 10) вмещающие породы менее пористые, более плотные и упругие, чем в других рудоносных блоках (см. рис. 3). Повышенная эффективная пористость (см. рис. 2) эндо- и экзоконтактной части гранитов относительно вышележащих пород, а также минералого-геохимические данные позволяют предположить здесь олово-серебро-редкометалльную минерализацию.

Таким образом, рудно-петрофизический анализ рудовмещающих пород месторождения Дукат позволяет сделать следующие выводы:

одним из факторов контроля оруденения является структурно-петрофизический. Наличие двух резко контрастных по физико-механическим свойствам групп пород предопределило концентрацию оруденения в ореоле упруго-хрупких образований. При поисках оруденения особое внимание следует уделять тектоническим блокам, сложенным преимущественно порфиоровыми и афировыми породами, границы которых могут служить благоприятной средой для разгрузки гидротерм;

для обнаружения новых перспективных участков можно использовать то обстоятельство, что в разных блоках рудного поля оптимальные условия для рудоотложения могли создаваться на разных уровнях глу-

бинности, в зависимости от соотношения физико-механических свойств вмещающих пород. Поэтому изучение их петрофизических свойств в комплексе с геолого-геохимическими исследованиями могло бы способствовать более целенаправленным поисково-разведочным работам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскина В.А. Ультракалийевые риолиты Приморья // Сов. геология. 1978. № 1.
2. Калинин А.И. Магматические образования и связь с ними серебряного оруденения на месторождении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Магматизм рудных районов Дальнего Востока. — Владивосток, 1985.
3. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. — М.: Недра, 1984.
4. Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород / Ю.С. Бородаев, Н.И. Еремин, Ф.П. Мельников, В.И. Старостин. — М.: МГУ, 1988.
5. Наталенко В.Е. и др. Геологическое строение Дукацкого месторождения // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. — Магадан, 1980. Вып. 25.
6. Раевская И.С. и др. О стадийности и этапности минералообразования на золото-серебряном месторождении // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. — Магадан, 1977. Вып. 23.
7. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. — М.: Наука, 1973.
8. Сидоров А.А. Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканических поясов. — Магадан, 1978.
9. Шило Н.А. Золотое и золото-серебряное оруденение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые вопросы рудообразования // Зап. Ленинград. горн. ин-та им. Г.В. Плеханова. 1974. № 4.
10. Шило Н.А., Сахарова М.С. и др. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. — М.: Наука, 1992.
11. Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б. Рудоносные флюид-порфиоровые комплексы юго-западного Алтая // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1973.

Konstantinov P. S., Starostin V. I.

PETROPHYSICAL CONDITIONS GOVERNING THE LOCALIZATION OF ORE MINERALIZATION AT THE DUKAT GOLD-SILVER DEPOSIT

It has been found that structural-petrophysical properties of rocks are an important factor controlling ore mineralization at the Dukat deposit. It is shown that commercially-significant ore mineralization is concentrated in hydrothermally

УДК 553.411

© В. Г. Ворошилов, 1995

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ В ГРАНИТОИДАХ (Кузнецкий Алатау)

В. Г. ВОРОШИЛОВ (Томский политехнический университет)

На основе крупномасштабного минералогического картирования разработана классификация гидротермальных образований Центрального золоторудного поля в гранитоидах. Приведены данные по распределению акцессорных минералов и золота в различных типах пород. Рассмотрена зональность оруденения в масштабах рудного поля, месторождения, рудного столба. Предложена модель формирования рудно-метасоматической системы.

Изученное рудное поле располагается вблизи Кузнецко-Алтайского разлома глубинного заложения, в пределах Кийской структурно-фациальной зоны Кузнецкого Алатау. Вмещающий оруденение гранитоидный массив относится к мартайгинскому комплексу и является типичным представителем плутонов «пестрого состава» [8]. Рудные тела представлены золотоносными кварцево-сульфидными жилами в зонах березитов.

Рудное поле в разные годы изучалось Д.А.Тимофеевским, Ю.Г.Щербаковым, А.Я.Булынниковым, В.И.Баженовым, А.В.Алабиным, К.Р.Рабиновичем, В.А.Булынниковым и другими исследователями. К настоящему времени в значительной мере решены вопросы геолого-структурной позиции месторождений, минералогии руд, выявлена латеральная зональность оруденения в меридиональном направлении. В то же время дискуссионными остаются вопросы о причинах этой зональности, о связи горизонтальной и вертикальной ее составляющих, о закономерностях локализации рудных столбов и связи оруденения с магматизмом и метасоматизмом. Полученные нами при детальном минералого-геохимическом картировании данные позволяют по-новому подойти к решению этих проблем.

Формирование массива с участием процессов магматического замещения [5, 1] обусловило развитие в рудном поле пестрой гаммы магматических и метасоматических пород. Закартированные автором продукты гидротермальной деятельности объединены в 4 формации: 1) альбит-амфиболовых ме-

литов и 4) березитов с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами. Образование метадиоритов обусловлено воздействием просачивающихся сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы основного и среднего состава. С постмагматическим этапом минералообразования связаны кварцево-полевошпатовый метасоматоз, пропилитизация, березитизация и оруденение. Внутри формаций выделены фации, различающиеся по минеральному составу. Их дифференциация обусловлена влиянием состава исходных пород и изменением температуры минералообразования (табл. 1).

Широкое развитие, наряду с магматическими кварцевыми диоритами, своеобразных диоритоподобных пород метасоматического генезиса, названных нами метадиоритами, является характерной особенностью плутонов мартайгинского комплекса, в том числе и Центрального массива. Внешне эти породы имеют сходство с диоритами, но существенно отличаются от них химизмом, особенностями акцессорной минерализации, наличием гранобластовых структур, своеобразной текстурой пород, часто гнейсовидной. Магматические диориты обычно прорывают тела метадиоритов, но могут иметь с ними и постепенные переходы.

Судя по останцам измененных пород, метадиориты развивались по габброидам и андезитовым порфиритам. Метасоматоз начинался с замещения авгита и роговой обманки исходных пород актинолитом с содержанием ферроактинолитовой молекулы 17-20%. Дальнейшее протекание процесса

1. Классификация гидротермальных образований Центрального рудного поля Кузнецкого Алатау

Этап	Формация	Фашия по минерально- му составу	Новообразованные ми- нералы, %	Жильные фации
Магмати- ческого замеще- ния	Альбит-амфиоло- вые метасоматиты (метадиориты)	Альбит-актиноли- товые метадиориты	Актинолит — 40— 60, альбит — 20— 25, серицит — 10—15, цоизит — 0—5	Плагиоклаз-тремо- литовые
		Альбит-роговооб- манковые метадио- риты	Роговая обманка — 40—80, альбит — 15—50, сери- цит — 5—10	Горнблендиты
Внедрение даек аплитов, диоритовых порфириров, спессартитов, микродиоритов				
Постмаг- матиче- ский	Кварцево-полевош- патовые метасома- титы	Кварцево-калиш- патовая	Кварц — 50—60, калишпат — 40— 45, альбит — 2— 5, биотит	
		Кварцево-микро- клин-альбитовая	Кварц — 50—70, альбит — 20—40, микроклин — 5— 10, актинолит	Альбит-кварцевые
	Пропилиты	Кварцево-полевош- пат-хлорит-эпидо- товая	Эпидот — 20, хло- рит — 15, микро- клин — 60, кварц — 5, альбит	Эпидот-кальцито- вые эпидот-хлори- товые Хлорит-кварцевые
	Березиты	Кварцево-мускови- товая	Кварц — 20—60, мусковит — 40— 80, пирит	
		Кварцево-муско- вит-анкеритовая	Кварц — 20—40, мусковит — 10— 40, анкерит — 30—40, хлорит — 10, пирит — 3—7	Золото-кварцево- сульфидные жилы
		Анкеритовая	Анкерит — 70— 90, серицит — 5— 25, хлорит — 5	

зит-альбитовым агрегатом. По преобладающим новообразованным минералам породы названы альбит-актинолитовыми метадиоритами. В сравнении с исходными породами, в них существенно снижается содержание магнетита.

Нарастание интенсивности преобразований сопровождается замещением актинолита обыкновенной роговой обманкой с железистостью 23—38 %, лейкократовая часть породы представлена серицит-цоизит-альбитовым аг-

постоянны. Вблизи контакта с гранодиоритами наблюдается укрупнение размеров зерен и пространственное обособление лейкократовых и меланократовых (горнблендиты) агрегатов. Очевидно, это связано с явлением поверхностного растворения, при котором крупные зерна минерала разрастаются, а мелкие исчезают. В отдельных случаях отмечаются даже друзовидные прожилки роговой обманки. Таким образом, метасоматические горнблендиты фиксируют участки наиболее интенсивного воздействия

Метадиоритам в целом свойственны очень низкие концентрации магнетита и высокие содержания сфена (табл. 2). Последнее, как известно, характерно для участков гранитизации богатых кальцием и титаном пород [10]. В метадиоритах преобладают бурые кристаллы циркона гиацинтового морфологического ряда (по классификации А.А.Кухаренко) [9]. В магматических породах циркон розовый, в основном представлен кристаллами цирконового морфологического ряда [3].

Метасоматоз прогрессивного этапа сопровождался привнесением кремния, калия, натрия, золота и выносом кальция, железа, титана.

Верхний возрастной предел формирования метадиоритов определяется наличием их угловатых обломков в гранодиоритах и диоритах. При этом обломки не несут следов ороговикования или метаморфизма, что свидетельствует о контактово-метаморфической природе самих метадиоритов. В северной части массива метадиориты отсутствуют, и гранитоиды имеют нормальный интрузивный контакт с вмещающими андезитовыми порфиритами. Очевидно, метадиориты отражают определенный уровень среза плутона, где образовавшаяся магма еще не перемещалась и возникавшие интрузивные породы приобрели постепенные переходы к диоритизированным вмещающим породам. Нарастание давления флюидов в магме, в сочетании с резким падением давления в структуре отслоения синклинальной складки, привели к прорыву оторочки метадиоритов, внедрению магмы в ослабленную зону. На более глубоких срезах магмогенной системы альбит-амфиболовые метасоматиты сменяются гранитизированными породами, как это можно видеть на примере соседнего, глубокоэродированного Кундатского массива, представленного только корневой подводящей системой («ножкой»), сложенной гранитизированными породами, гранитами, гранодиоритами.

Генезис таких метадиоритов трактуется неоднозначно. Одни исследователи считают их результатом воздействия сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы основного состава [5, 1, 4], другие — следствием автосоматоза габброидов [11, 12]. Впрочем, и сторонники второй точки зрения признают, что обособление лейкократовых

но метаморфизмом габброидов на контакте с флюидонасыщенной магмой гранитоидов.

Консолидация гранитоидного плутона завершилась внедрением даек аплитов и лампрофиров. Характерно, что внутри массива аплиты обычно не имеют четких контактов и постепенно переходят во вмещающие породы. Возможно, это является свидетельством их метаматической природы [6]. Нередко наблюдаются постепенные переходы аплитов в пегматоидные кварцево-калишпатовые и кварцево-микроклин-альбитовые метасоматиты, что позволяет считать кварцево-полевошпатовые образования продуктами автосоматоза гранитоидов. Ослабленные зоны, к которым приурочен автосоматоз, использовались в дальнейшем пропилизующими растворами. Следствием этого является пространственное совмещение двух формаций метасоматитов. Более того, есть все основания говорить о постепенном переходе от кварцево-полевошпатовых метасоматитов к пропилитам. Пропилизация имеет площадной характер, однако наиболее интенсивно проявлена вдоль зон повышенной проницаемости, где в составе метасоматической колонки выделяются следующие зоны, от внешних к внутренним: 1) биотитовая, 2) калишпатовая, 3) хлоритовая, 4) эпидотовая (рис. 3). Характер изменения оптических свойств калишпата в пропилитах свидетельствует об определяющей роли Кузнецко-Алтайского разлома в размещении гидротермальных образований (рис. 4, а). Триклинность калишпата по мере приближения к разлому возрастает с 0,5 до 1,0, решетчатые разности микроклина встречаются только вблизи разлома. Поскольку принято считать, что температура образования калишпата и его степень триклинности связаны обратной зависимостью, можно предполагать, что возрастание структурной упорядоченности минерала по мере приближения к разлому обусловлено его перекристаллизацией под воздействием более поздних порций растворов. Сходным образом изменяются оптические свойства калишпата и в кварцево-полевошпатовых метасоматитах. Здесь триклинность минерала обычно на 0,2—0,3 единицы ниже, чем в пропили-

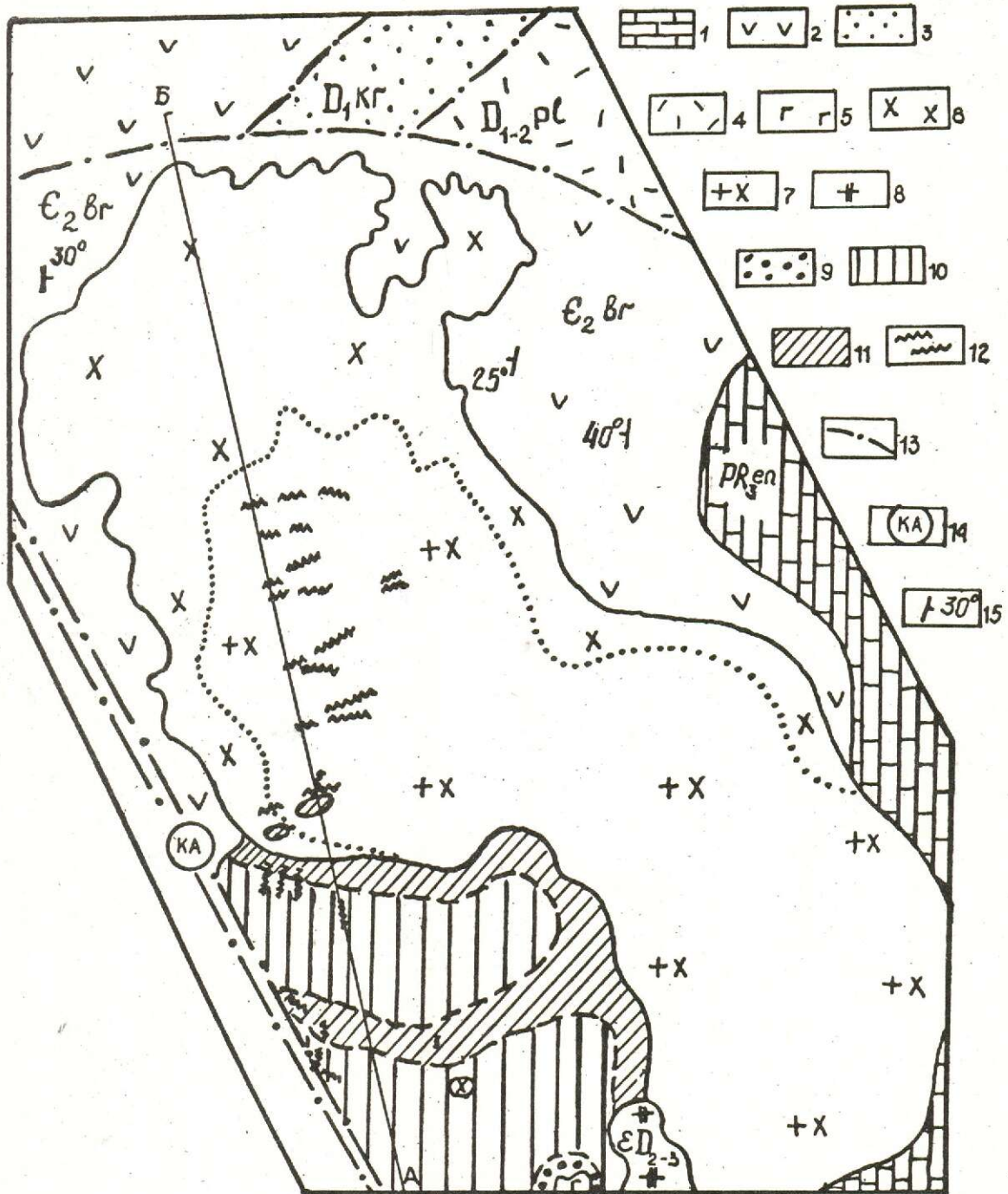


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Центрального рудного поля:

1 — енисейская серия, карбонатная толща, PR_{3en}; 2 — берикюльская свита, андезитовые порфириды, E_{2br}; 3 — красногорская свита, песчаники, алевролиты, D_{1kr}; 4 — палатнинская свита, базальты, порфириды, D_{1-2pl}; интрузивные образования: 5 — габбро, габбро-диориты; 6 — диориты, кварцевые диориты; 7 — гранодиориты; 8 — сиениты; метадиориты; 9 — альбит-актинолитовые; 10 — альбит-роговообманковые; 11 — участки обособления лейкократовых и меланократовых (горнблендиты) агрегатов в метадиоритах; 12 — кварцево-золото-сульфидные жилы с берегитами; 13 — разрывные нарушения; 14 — Кузнецко-Алтайский глубинный разлом; 15

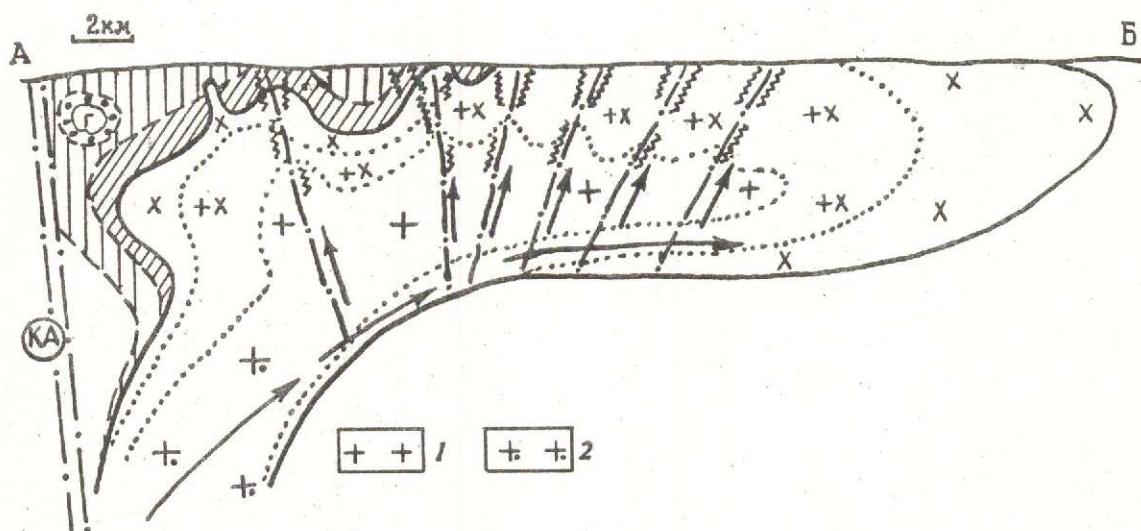


Рис. 2. Модель формирования рудного поля (разрез по линии АВ):

1 — граниты; 2 — гранитизированные породы; остальные усл.обозн. см. рис. 1. Стрелками показаны пути движения гидротермальных флюидов

Березиты с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами тяготеют к тем же зонам повышенной проницаемости, что и пропилиты, локализуясь преимущественно по их периферии (см. рис. 3). В метадiorитах кварцевые жилы пространственно ассоциируют с горнблендитами и лейкократовыми разностями метадiorитов. Здесь же интенсивно проявлен кварцево-полевошпатовый метасоматоз и пропилитизация. Таким образом, кварцевожильные пучки пространственно приурочены к своеобразным выступам массива, которые, очевидно, фиксируют пути продвижения интрателлурических (трансмагматических), а затем и постмагматических флюидов (см. рис. 2).

В составе колонки березитов, возникших по гранодиоритам (кварцево-мусковит-анкеритовая фация), выделено 8 метасоматических зон [2, 7]:

1. Плаггиоклаз, калишпат, хлорит, кварц, магнетит.
2. Плаггиоклаз, калишпат, хлорит, кварц, пирит.
3. Плаггиоклаз, калишпат, кварц, анкерит, серицит, пирит.
4. Анкерит, серицит, калишпат, кварц,

6. Мусковит, кварц, пирит.

7. Мусковит, кварц.

8. Кварц.

По мере выклинивания жильной структуры, из колонки березитов последовательно выпадают внутренние зоны.

С севера на юг рудного поля, с приближением к глубинному разлому, мощность колонки березитов уменьшается с 1—3 м до 0,5—0,7 м. При этом кварцево-мусковит-анкеритовая фация сменяется кварцево-мусковитовой. В березитах анкеритовой фации, развивающихся по дайкам лампрофиров, с севера на юг существенно возрастает количество серицита (с 5—10 % до 30 %).

В составе золотоносных жил рудного поля описано свыше 60 минералов, главными из которых являются кварц, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, кальцит, халькопирит, второстепенными — теннантит, молибденит, шеелит, пирротин, магнетит, турмалин, теллуриды и сульфосоли, золото. Процесс рудообразования можно подразделить на 4 ступени: кварцево-пиритовую, арсенопиритовую, полисульфидную и кварцево-карбонатную. Золото связано, в основном, с третьей ступенью рудоотложения (табл. 2).

2. Содержание аксессуарных минералов в породах рудного поля, г/т

Название породы	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Рутил	Сфен	Циркон зольный	Циркон бурый	Апатит	Ортит	Группа эпидота	Группа пегматита	Пирротин	Галенит	Халькопирит	Арсениопирит	Пирит	Золото	Шелит	Аксинит
Габро-диорит	20175	4912	—	—	—	18	—	193	—	x	+	—	x	18	3500	228	—	+	—
Методиорит актинолит-альбитовый	5250	—	—	—	+	—	+	+	—	—	—	?	+	+	+	+	—	+	—
Методиорит роговообманково-альбитовый	60	+	+	+	160	3	31	157	+	x	+	x	x	x	x	62	—	x	+
Методиорит роговообманковый (горблендит)	125	—	x	+	185	+	46	62	+	92	3	—	x	x	3	62	—	x	+
Методиорит биотитизированный и эпидотизированный	25	x	—	—	467	77	3	272	—	1580	+	—	x	+	3	43	—	x	—
Диорит краевой фации (юг)	2540	16	+	—	+	63	—	3	—	3	3	—	x	x	x	16	—	x	+
Диорит краевой фации (север)	1950	x	—	—	x	49	—	2	2	+	x	—	x	x	x	2	+	x	+
Гранодиорит биотитовый	7200	+	+	—	20	4	—	2	+	+	+	—	x	x	+	+	x	—	—
Гранодиорит роговообманковый	3407	+	—	—	x	26	—	x	x	2	x	—	+	x	x	x	+	x	—
Гранодиорит калишпатизированный	1220	—	+	—	x	2	—	+	x	420	+	—	+	x	+	24	—	+	—
Аплит	39	+	+	+	x	+	—	+	—	+	+	—	x	x	+	59	+	x	+
Кварцево-каллишпатовый метасоматит	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	x	x	625	8438	—	—	—

Название породы	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Рутил	Сфен	Цирконзоновый	Цирконбурий	Апатит	Ортит	Группа эпидота	Группа графита	Пирротин	Галенит	Халькопирит	Арсенопирит	Пирит	Золого	Шелит	Аксинит
Кварцево-альбит-микроклиновый метасоматит	23	x	—	—	+	—	+	11	+	2	20	—	+	+	x	14	+	+	2
Дайка диоритового порфирита	29	x	—	—	+	x	—	x	—	—	+	—	x	x	280	229	—	—	—
Дайка спессартига пиритизированная, хлоритизированная	60	+	+	—	x	+	+	+	—	x	4	x	x	x	40	2320	x	20	x
Дайка спессартига-вогезита	1732	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	3	+	22	46	—	x	—

+ — единичные зерна; x — редкие зерна; — — не обнаружен. Аналитик Н.Н. Мартынова (ТГУ).

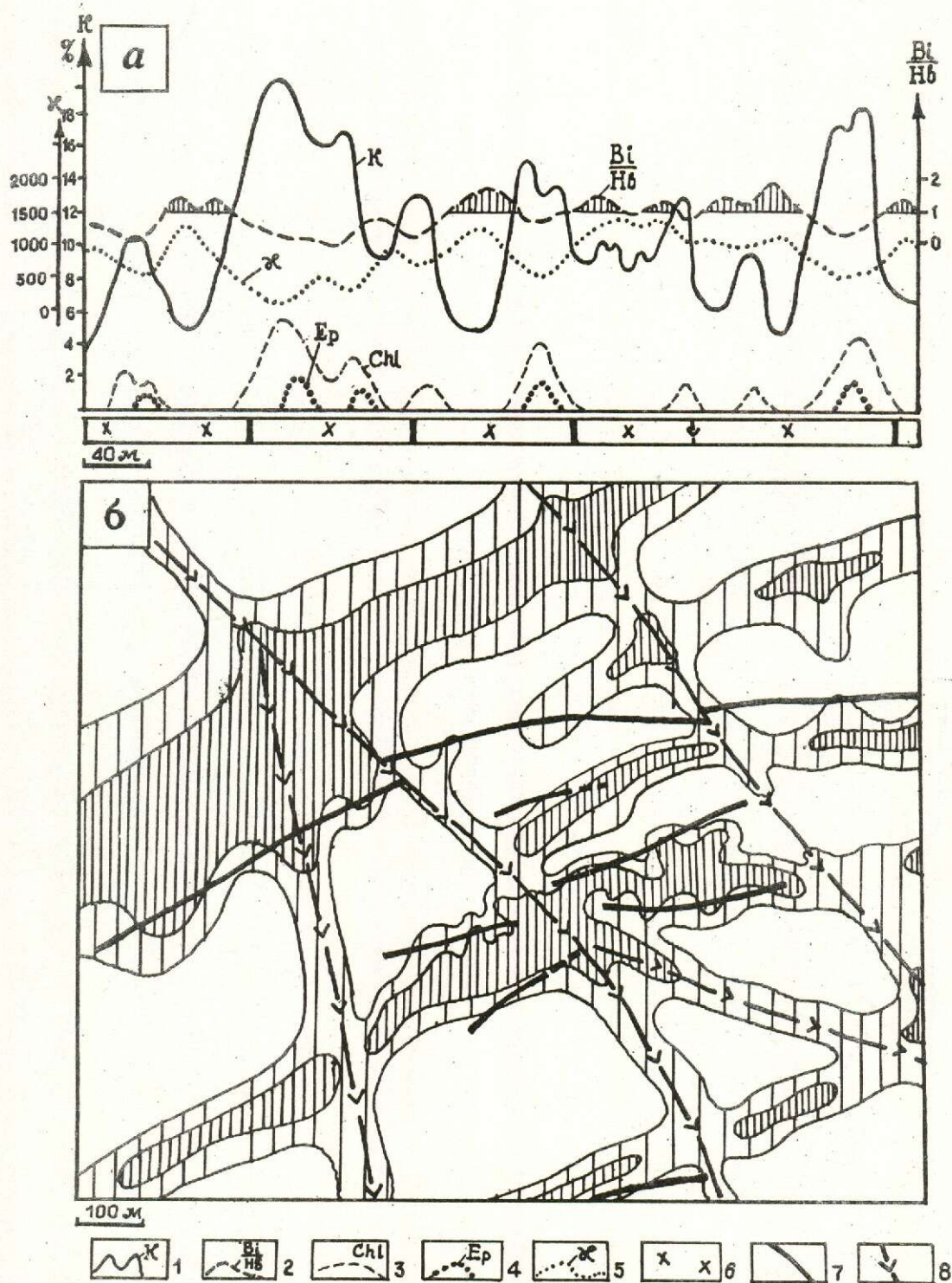


Рис. 3. Пространственные взаимоотношения золотоносных жил и зон пропилитизации: а — в поперечном разрезе; б — в плане (интенсивность штриховки отражает интенсивность пропилитизации).

1 — калишпат; 2 — отношение биотит/роговая обманка (Bi/Hb); 3 — хлорит; 4 — эпидот; 5 — магнитная

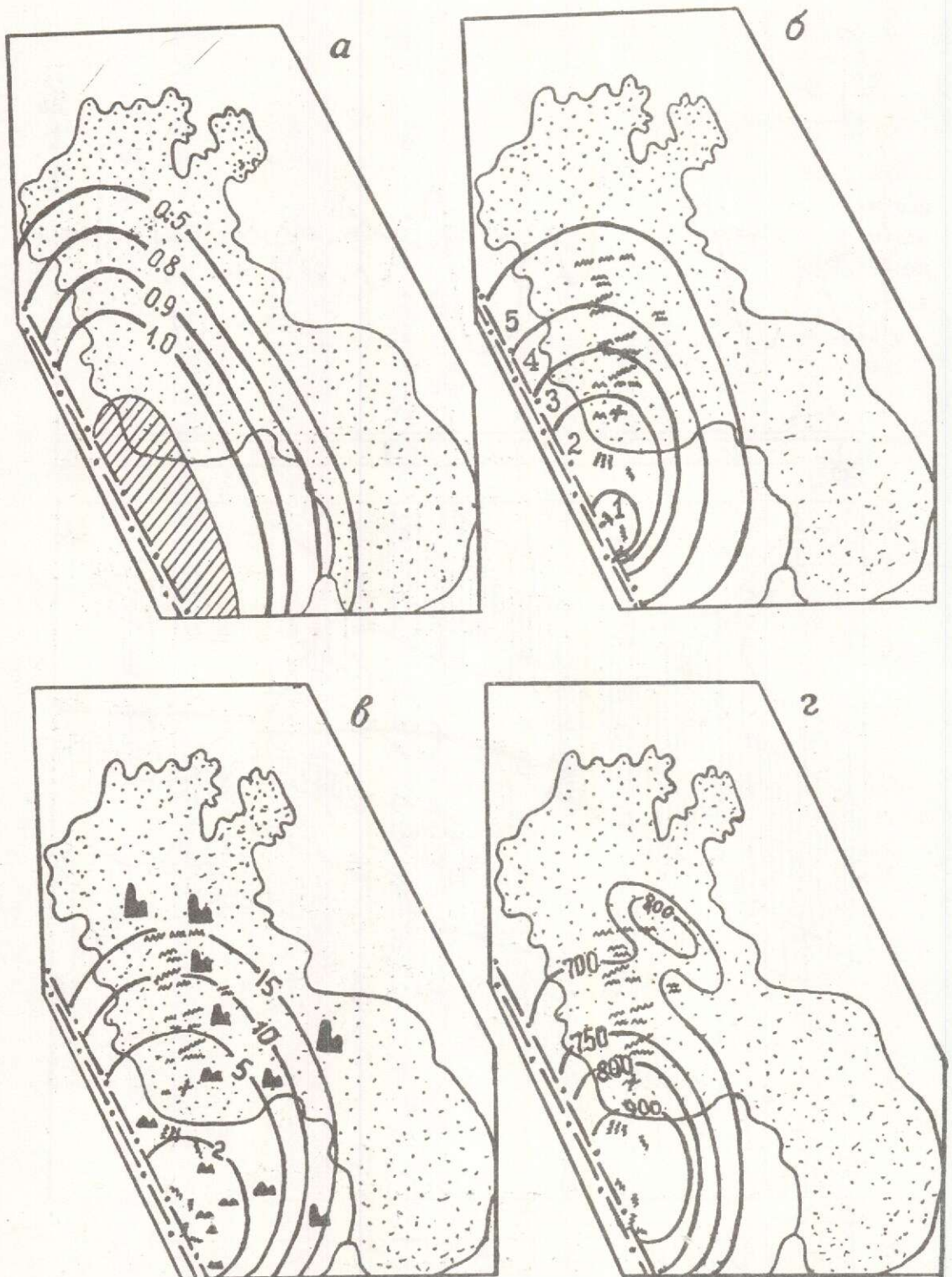


Рис. 4. Эндеогенная зональность Центрального рудного поля:

a — изменение триаксинности калишпата пропилитов (заштрихован участок распространения решетчатого микроклина); *б* — минеральные зоны рудного поля: 1 — турмалиновая, 2 — шеелитовая, 3 — молибден-халькопиритовая, 4 — галенит-сфалеритовая, 5 — арсенопиритовая; *в* — естественная термолюминесценция жильного

3. Распределение золота в породах рудного поля

Название породы	Число проб	Содержание золота, 10 ⁻⁷			S ²	v, %	A/S _A	E/S _E	K _H
		%		\bar{x}					
		от	до						
лезитовые порфириды	13	0,7	4,2	2,3	1,10	45,6	0,97	-0,74	1,0
же, прошилитизированные в зоне глубинного разлома	10	1,4	4,7	3,0	1,15	36,9	0,06	-0,94	1,3
гадиориты альбит-рогообманковые	39	1,4	4,7	2,6	0,59	29,6	0,05	-0,85	1,1
тадалориты рогообманковые (горнблендиты)	11	0,7	4,0	2,8	1,08	37,1	1,03	-0,38	1,2
анодиориты рогообманковые	29	0,4	2,7	2,0	0,31	28,0	1,62	-0,46	0,9
аноциориты биотитовые	16	1,3	4,0	2,5	0,58	30,4	0,48	-1,09	1,1
аноциориты калишпатизированные	39	0,3	3,0	1,7	0,40	37,0	1,13	-0,95	0,8
аноциориты хлоритизированные и эпидотизированные	21	2,2	15,0	5,4	11,02	61,5	2,83	1,05	2,2
литы, пегматиты	8	1,5	2,7	2,4	0,18	17,5	2,30	-0,75	1,0
арцезо-альбит-микроклиновые метасоматиты	15	1,2	2,4	1,8	0,12	19,4	0,40	-2,25	0,8
резиты	21	1,1	680,0	124,3	31152	141,9	2,78	1,52	50,0

Пояснение: полярографический анализ, анализ Г.А.Новикова (ТПУ); \bar{x} — среднее арифметическое, S² — дисперсия, v — коэффициент вариации, A/S_A, E/S_E — отношение асимметрии и эксцесса к их стандартам; K_H — коэффициент накопления элемента.

рудного поля проявлена очень контрастно. С севера на юг, по направлению к глубинному разлому, последовательно сменяют друг друга такие зоны (по характерным минералам): арсенопиритовая, галенит-сфалеритовая, халькопирит-молибденитовая, шеелитовая, турмалиновая (см. рис. 4, б). В этом же направлении количество сульфидов в жилах снижается с 50—80 % до 5—8 %. Менее отчетливо, но все же заметно, проявляется горизонтальная зональность и в широтном направлении. Для многих отработывавшихся жил отмечается, что в своих западных участках они содержат более высокотемпературные ассоциации, чем в восточных. В изученном нами Октябрьском жильном пучке (северная часть рудного поля) горизонтальная зональность также проявлена достаточно контрастно, но наиболее высокотемпературные ассоциации приурочены к центру пучка. Границы между зонами проходят по дайкам и тектоническим нарушениям, которые, видимо, служили одновременно и рудораспределяющими структурами, и малопроницаемыми барьерами, вдоль которых распространялись гидротермальные растворы. Рудные столбы в плоскости жил тяготеют к участкам сопряжения с зонами пропилитов, локализуясь по их периферии (рис. 5, б).

Вертикальная зональность минерального состава руд до глубин 900—1000 м по падению жил практически не улавливается. Зональность кварцево-сульфидных линз концентрическая, центростремительная с сокращением площади минералоотложения от ранних ступеней к поздним (см. рис. 6).

Сходным образом изменяются в пространстве характер термо-ЭДС пирита, термолюминесцентные свойства жильного кварца, пробность золота (см. рис. 4, в, г).

Объяснить все перечисленные факты наличием остаточных рудогенерирующих очагов в гранитоидах не представляется возможным, поскольку определяющая роль Кузнецко-Алтайского глубинного разлома в размещении всех фаций гидротермалитов очевидна. С другой стороны, маловероятна случайность в пространственном совпадении «ножки» массива и центра рудно-метасоматической системы, в связи с чем можно говорить о парагенетической связи интрузивной системы с рудно-метасоматической системой.

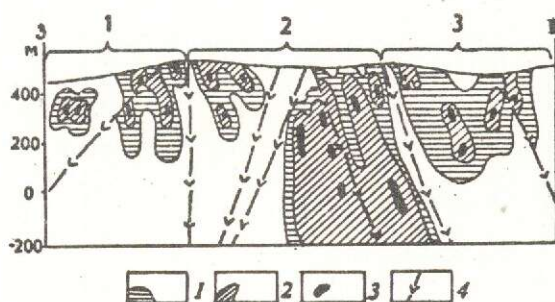


Рис. 5. Зональность руд в плоскости жил Октябрьского участка Центрального рудного поля:

минеральные ассоциации: 1 — кварцево-пиритовая; 2 — арсенопиритовая; 3 — полисульфидная; 4 — линии сопряжения жил с дайками лампрофиров; в фигурных скобках — состав минеральных зон (от главных минералов к второстепенным): 1 — кварц, пирит, арсенопирит, галенит, теннантит; 2 — пирит, арсенопирит, кварц, халькопирит, сфалерит, пирротин, галенит; 3 — кварц, пирит, арсенопирит, сфалерит

ется эволюцией состава растворов при достаточно медленном их просачивании в горизонтальном направлении, а малая контрастность вертикальной зональности обусловлена термостатированными условиями рудоотложения при очень быстром заполнении крутопадающих рудовмещающих трещин. Концентрически-зональное строение рудных столбов вполне согласуется с таким механизмом рудоотложения.

Проделанное исследование позволяет прийти к следующим выводам:

магматизм и оруденение парагенетически связаны с единым источником энергии и вещества, эпицентр которого приурочен к Кузнецко-Алтайскому глубинному разлому;

возникшая рудно-метасоматическая система развивалась в два этапа. На прогрессивном этапе формировались альбит-амфиболовые метадiorиты и роговики, на регрессивном — кварцево-полевошпатовые метасоматиты, пропилиты и березиты с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами. Метасоматиты всех формаций пространственно приурочены к одним и тем же ослабленным зонам, вдоль которых происходило и внедрение магмы;

кристаллизация рудных минералов из потока растворов происходила в 4 ступени.

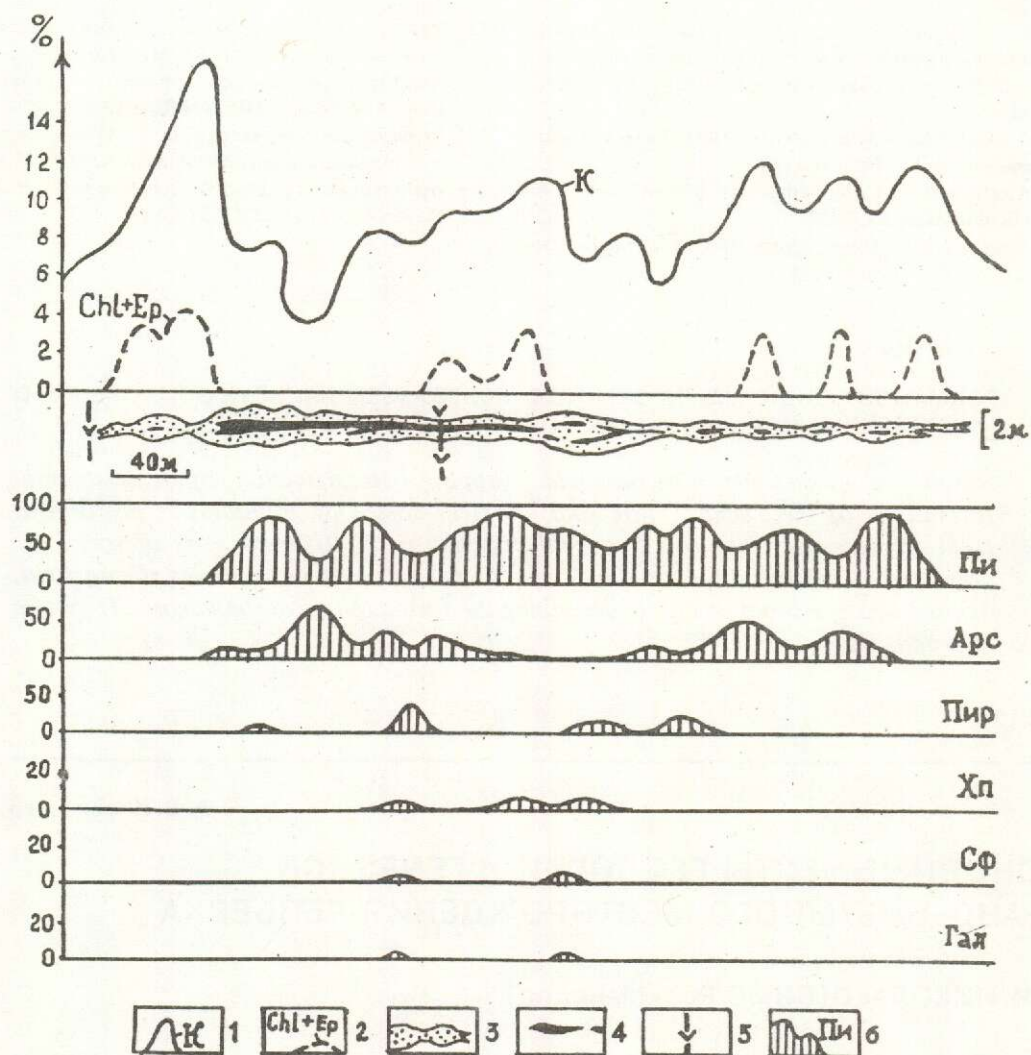


Рис. 6. Продольная зональность рудного столба:

содержание постмагматических минералов во вмещающих гранодиоритах. 1 — калишпата, 2 — хлорита и эпидота; 3 — березиты; 4 — кварцево-золото-сульфидная жила; 5 — дайки лампрофиров; 6 — содержание в жиле рудных минералов: Пир — пирита, Арс — арсенопирита, Пир — пирротина, Хп — халькопирита, Сф — сфалерита, Гал — галенита

столбов, которые приурочены к участкам сопряжения кварцевых жил с зонами пропилитизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В. Центральнинский массив Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. — М., 1971. С. 169—213.
2. Ворошилов В.Г. Минералогическое картирование березитов как метод оценки золотоносных жил // Минералогическое картирование рудоносных территорий. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 10—15.
3. Ворошилов В.Г., Пшеничкин А.Я. Поведение некоторых аксессуарных минералов в ходе становления гранитоидного плутона // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. — Томск: ТО ВМО, 1990. Вып. 1. С. 83—87.
4. Дистанова А.Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс // Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. — М., 1971. С. 162—235.
5. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1952. № 2. С. 9—28.
6. Коржинский Д.С. Проблема трансмагматических флюидов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. — М., 1983. С. 87—90.

- и др. Эндогенная зональность кварцево-жильного поля в гранитоидах и ее проявление в геофизических полях // Геология и геофизика. 1988. № 4. С. 82—91.
8. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.
 9. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. — М.: Госгеолтехиздат, 1962.
 10. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. — М.: Недра, 1979.
 11. Хомичев В.Л., Васильев Б.Д., Хомичева Е.С. Солгонский массив — эталон Мартайгинского комплекса на восточном склоне Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993.
 12. Черняев Е.В., Черняева Е.И. Генетическая модель золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. — Новосибирск, 1983. С. 57—68.

Voroshilov V. G.

FORMATION CONDITIONS OF GRANITOID-HOSTED TSENTRAL'NOYE GOLD ORE FIELD (KUZNETSKY ALATAU)

Based on large-scale mineralogical mapping, classification of hydrothermal formations of the Tsentral'noye gold ore field hosted by granitoids is performed. Data on accessory minerals and gold distribution in different types of rocks are presented. Mineralization zonality is considered as observed in scales of ore field, deposit and ore shoot. A model describing the formation of ore-metasomatic system is proposed.

УДК 550.4:553.065:552.54

© В.И. Николаев, 1995

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА УРАНО-БИТУМНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕПЬЕВКА

В. И. НИКОЛАЕВ (ВИМС Роскомнедра)

На основании анализа историко-геологической, структурной, гидрохимической обстановок рудогенеза, минерального состава урановых руд сделан вывод об их образовании в позднем плиоцене, в зоне свободного водообмена на стыке восходящих углеводородно-хлоридных рассолов зоны Жигулевских дислокаций с грунтово-инфильтрационными ураноносными сульфатными водами.

Репьевское урановое месторождение, расположенное в Средневолжском ураноносном районе, является самым крупным объектом урано-битумного типа Восточно-Европейской платформы. Автор в течение ряда лет изучал структуру района и месторождения, принимал участие в минералогическом картировании. Большое влияние на генетические построения автора оказали материалы О.Б. Шаниша по гидрогеологии района, фактический материал В.Ф. Пенькова по битумам и минералогии руд, при классификации битумов использованы данные А.П. Семенова

Основной рудоконтролирующей структурой рудного района является Жигулевский вал, в зоне которого расположены месторождение и цепочка однотипных с ним разномасштабных проявлений (рис. 1). Эта структура сформировалась вдоль одноименного альпийского разлома, движения по которому в миоцене-плиоцене способствовали образованию в его поднятом крыле месторождений нефти, битумов, серы [1, 5—8].

Репьевское месторождение и однотип-

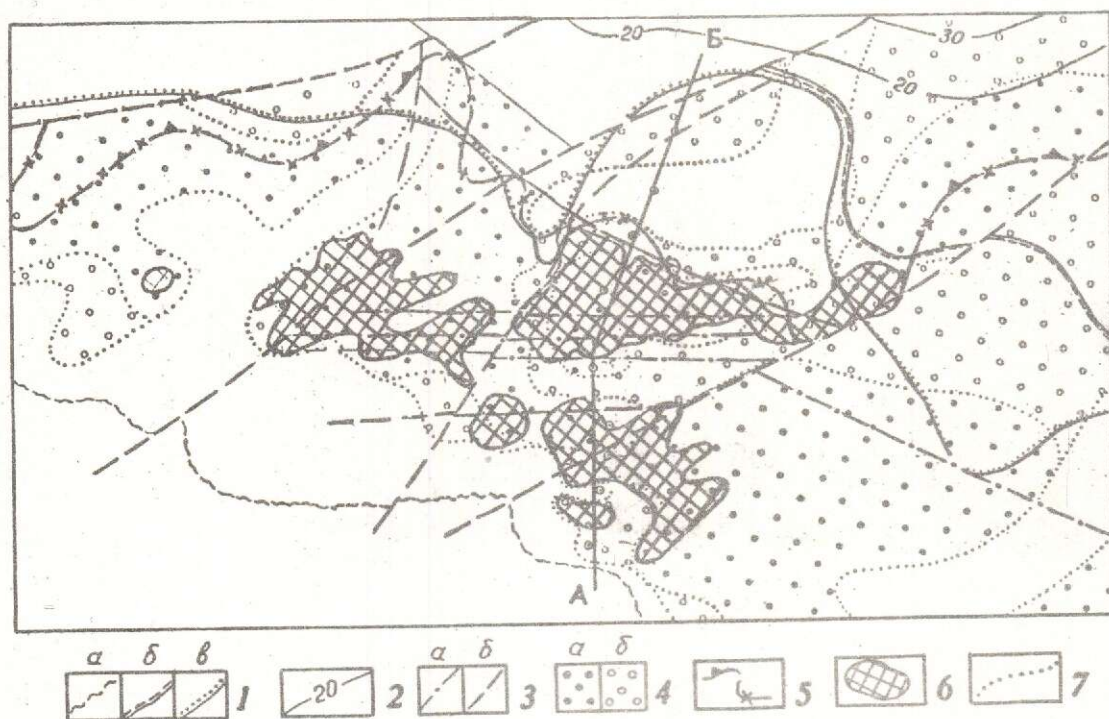


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Репьевского месторождения:

1 — границы: *a* — предъюрского эрозионного выклинивания репьевского горизонта, *b* — эрозионного выклинивания юрских отложений, *в* — распространения отложений неогена; 2 — изогипсы подошвы верхнеплиоценовых отложений; 3 — разломы: *a* — мелкие, *b* — крупные (Жигулевский разлом); 4 — площади распространения битумов в Репьевском горизонте с содержанием битума: *a* — >0,1%, *b* — <0,1%; 5 — граница распространения пластово-окисленных пород репьевского горизонта; 6 — контуры рудных залежей; 7 — границы распространения битуминизации рудовмещающих пород

ло интенсивную раздробленность рудовмещающих пород, усложнение гидродинамической и гидрохимической обстановок, проникновение жидких и газообразных углеводородов в верхние горизонты палеозойских пород, битуминизацию каменноугольных отложений.

Гидрогеологическая позиция месторождения определяется его расположением в зоне смешения пресных инфильтрационных вод поступающих с поднятых структур Ставропольского прогиба и восходящих минерализованных вод крупного очага разгрузки водонапорной системы, контролируемой Жигулевским и оперяющими его разломами. К северу от месторождения развита зона пресных гидрокарбонатно-сульфатных вод (с общей минерализацией 1,0—1,1 г/л), на юге распространены хлоридно-гидрокарбонатные воды. В том же другом случаях в водах преобладает окислительная

геохимическая обстановка с величиной Eh + 200 мВ и выше, при pH 7,4—7,8. По мере погружения репьевского горизонта и усиления влияния восходящих растворов воды центральной части месторождения становятся гидрокарбонатно-хлоридно-натриевыми. Увеличивается их общая минерализация (до 10 г/л и более), Eh снижается до -100 — -180 мВ, появляется сероводород, величина pH достигает 8,8. Содержание урана в водах репьевского горизонта в основном низкое (7,5—9,0·10⁻⁶ %), с повышениями до 1,5·10⁻⁴ %. Общая минерализация вод под подошвой репьевского горизонта возрастает до 31,0 г/л, Eh составляет -115 мВ, pH — 8,5; воды становятся сероводородными преимущественно хлоридными натриевыми, реже кальциево-натриевыми, с очень низким содержанием урана.

Близкий состав вод репьевского горизонта и подстилающих его отложений указыва-

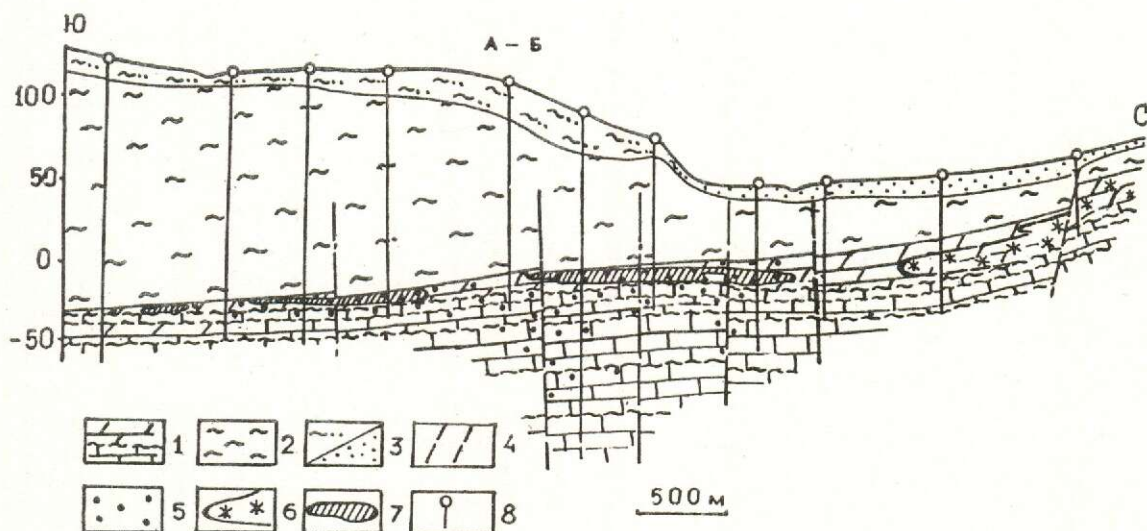


Рис. 3. Положение оруденения в разрезе (с использованием материалов В.Е.Прохорова):

1 — доломиты, известняки и глины верхнего карбона; 2 — преимущественно глинистые отложения средней юры-нижнего мела; 3 — четвертичные суглинки и пески; 4 — разрывные нарушения; 5 — битуминизация; 6 — зона пластового окисления; 7 — рудные залежи; 8 — скважины

ет на хорошую гидравлическую связь между ними. Латеральное и вертикальное изменение состава вод с появлением в них сероводорода вероятно отражает протекающие в горизонте процессы сульфатредукции, чему способствует наличие углеводородов. Территориально репьевское месторождение расположено между двумя мелкими скоплениями нефти, залегающими в отложениях визе и турне на глубине 800 м, в краевой части поля гидрохимической аномалии, характеризующейся повышенными концентрациями растворенных углеводородов. Содержание тяжелых углеводородов в водах рудоносного горизонта превышает натуральный фон в 3—10, а местами в 200—300 раз.

Урановая минерализация месторождения и проявлений Жигулевского вала находится в теснейшей ассоциации с битумным веществом. Единая структурная позиция и близкий элементный состав (табл. 1) позволяют отнести битумы Репьевки в одну возрастную и генетическую группу с неураносными. Считается, что образование битумов данного региона связано с новейшим тектоническим этапом [1, 6]. Исходной субстанцией битумов несомненно является нефть. На прилагаемой схеме (см. рис. 1)

ность месторождений нефти и битумов проявлена достаточно отчетливо.

На Репьевском месторождении битуминизация отмечается по всему разрезу гжельского яруса, а также в нижележащих известняках касимовского яруса (см. рис. 3). Однако в нижних частях изученного разреза скопления битумов невелики и наблюдаются в виде рассеянной вкрапленности и выполнения мелких трещин, располагаясь обычно под глинистыми прослоями в известняках. Количество битума увеличивается вверх по разрезу, и под первым глинистым репером битум часто образует густую вкрапленность на мощность от нескольких десятков сантиметров до 1—2 метров. Битум часто сопровождается здесь обильными выделениями вкрапленно-прожилкового пирита. Еще более существенные скопления битумов приурочены к трещиноватым, пористым и кавернозным доломитам и доломитистым известнякам репьевского горизонта, где их содержания достигают 0,2%. Породы в целом сохраняют первоначальную окраску и только в рудных интервалах наблюдаются участки сплошной бурой импрегнации.

По физическим свойствам битуминизация

1. Элементный состав битумов (по Н.А.Копровой и др. 1963, Л.П.Семеновой 1988)

Месторождения Тип битума	C	H	N	S	O	$\frac{C}{H}$	Содержание урана, %
<i>Репьевское</i>							
Асфальтит	80—82	8—9	0,5	6—7	3,5	9,1—9,5	$3-4 \cdot 10^{-4}$
Низшие кериты	79,2	8,5	0,6	6,5	1,5—6,5	6,2—9,1	до 0,001
Высшие кериты	70—75	6,0—7,5	0,45	6,5	10,0—23,0	до 10,5	до 1,5
Месторождения битумов Самарской Луки							
<i>Сызранское</i>							
Асфальтит	78,0—81,5	7,4—8,5	0,6—0,7	14,0—15,9	6,8—7,8	19,1—10,8	$2-5 \cdot 10^{-5}$
<i>Батракское</i>							
Асфальтит	76,3—80,0	7,0—8,1	0,3—1,0	4,0—6,5	5,3—10,2	8,8—11,3	$1,3 \cdot 10^{-4}$
<i>Костычевское</i>							
Асфальтит	77,4—79,5	7,3—8,5	1,0—1,4	4,0—5,3	5,9—10,5	8,9—10,5	$1,0 \cdot 10^{-6}$
<i>Печерское</i>							
Асфальтит	76,6—80,2	6,6—9,1	0,3—1,0	3,4—6,4	4,5—13,3	8,7—11,7	$2,3-3,2 \cdot 10^{-5}$

титы, низшие и высшие кериты. Чрезвычайно редко ниже первого репера встречаются вязкотекучие капельные выделения мальты.

Асфальтит представлен двумя разновидностями, несколько отличными по свойствам, но слагающими однотипные морфологические выделения. Первая разновидность — черное, блестящее, твердое, хрупкое вещество с раковистым изломом, вторая отличается матовой поверхностью и бурым цветом порошка. Обе разновидности практически полностью растворимы в органических растворителях, содержат однотипные наборы элементов-примесей: V — 0,03—0,09 %, Ni — 0,002—0,008 %, Ti — 0,005—0,03 %, Fe — 0,05—0,5 % при низких содержаниях урана.

Низшие кериты неполностью растворяются в органических растворителях, часто имеют углеподобный облик, раковистый или

мессей аналогичен асфальтитам, содержание урана — на уровне кларковых.

Высшие кериты — обычно бурые, редко черные, матовые, в порошке бурые вещества, частично растворимые или совсем нерастворимые в органических растворителях. Они содержат более широкий набор элементов-примесей: V — 0,03—0,09 %, Ni — 0,002—0,008 %, Cu — 0,001—0,005 %, Pb — 0,001 %, Ag — 0,0005 %, As — 0,03 %, Cr — 0,005 %. Высшие кериты представляют основное ураноносное вещество, в котором содержание урана может достигать 1,5 %. Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что уран и ванадий образуют в битумах самостоятельно окисные минеральные формы.

По морфологии выделений высшие кериты отличаются от других типов битумов. Так, асфальтиты и низшие кериты образуют

нок, желваков (иногда пузырчатого строения), располагающиеся в мелких и крупных кавернах (0,5—3,0 реже 5,0 и более см), а также в форме тонких выполнений трещин. В наиболее битуминизированных участках в одном метре керна может быть от 3 до 7 каверн с битумом. Прожилковидные выделения встречаются реже. Высшие же кериты импрегнируют доломиты, образуя сажистую пропитку черно-бурого цвета. Для них характерны вуалеподобные выделения вдоль субгоризонтальных трещин и слоистости. Иногда наблюдаются полосчатые скопления извилистой или роллообразной формы, что создает впечатление о формировании вещества под гидродинамическим влиянием пластового потока вод. Мощности полосок колеблются от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров. Характерны также гнездовые выделения. При микроскопическом исследовании устанавливается равномерно-рассеянное распределение битума в породе с достаточно редкими микрожелваковыми и микропрожилковыми обособлениями. Микропрожилковые формы без резких границ в зальбандах часто сменяются рассеянным битумом породы.

Пространственно все типы битумов со вмещены, однако асфальтиты развиты значительно шире высших керитов. Последние явно тяготеют к зонам тектонических разломов и трещиноватости, где общая насыщенность всеми разновидностями углеродистых веществ особенно высока. Характер распределения урановой минерализации в битумах (детально изученный В.Ф.Пеньковым), позволяет высказать предположение о существовании постепенных переходов между асфальтитами, низшими и высшими керитами.

Уран распределен весьма неравномерно. Его относительно немного в битуме микропрожилков и значительно больше в импрегнационных разностях. Вероятно, расплывчатые газовой-жидкие формы углеводородов более легко подвергались окислению, которое в значительной мере могло происходить под влиянием сульфатредуцирующих бактерий. Подтверждением такого предположения служит насыщенность участков битумной импрегнации густой тончайшей вкрап-

вокруг желваковых и прожилковых образований асфальтита, что опять же связано с импрегнацией вокруг них бурого битума.

Существуют различия морфологического облика минерализации, сопутствующей разным типам битумов. В кавернах и трещинах с безрудным битумом, а также в соседствующих кавернах, не содержащих битума, развиты мелкие друзы крупнокристаллического кальцита, покрытые сыпью мелких кристаллов дисульфидов железа. Очень редко на кристаллах кальцита наблюдаются «ежики» игольчатых скоплений гетита. Отмечены случаи обрастания зерен пирита иголочками гетита и, наоборот, сыпь кубиков пирита на игольчатых кристаллах гетита, без коррозии указанных минералов друг другом.

Ураноносные высшие кериты сопровождаются сходной минеральной ассоциацией, но кальцит, дисульфиды железа и минералы урановорудной ассоциации образуют тонкие срастания. Макроскопически такой агрегат представляет собой серую массивную породу. Под микроскопом выявляется пойкилитовая структура, выраженная кальцитовым цементом, насыщенным «плавающими» ромбоэдрами доломита, сгустками битума и дисульфиды железа. Урановая минерализация в этом агрегате также обычно имеет рассеянно-вкрапленный характер; очень редко отмечаются микропрожилковые выделения хеггита и настурана.

Кроме урана и ванадия в рудах выявлены повышенные содержания ряда металлов (табл. 2). Минеральные формы установлены лишь для урана, ванадия, молибдена, железа.

Картирование минеральных новообразований выявило довольно широкое развитие окремнения пород. Окремнение различной интенсивности в виде редких обособлений серого цвета размером до 10—15 см с нечеткими внешними границами развивается вдоль трещин и тяготеет к участкам битуминизации, но не всегда с ними совпадает. Иногда в кавернах доломитов наблюдаются друзы мельчайших кристаллов кварца.

Форма рудных залежей чрезвычайно сложна. Неравномерная трещиноватость и

2. Состав руд Репьевского месторождения

Элемент	Среднее содержание, %	Максимальное содержание, %	Минеральная форма
Уран	0,032	0,9	Настуран, коффинит, нингиоит
Ванадий	0,009	0,6	Хегтит, железо-ванадиевый окисел
Молибден	0,001	0,05	Молибденит
Железо	—	—	Пирит, марказит, гетит, вюрцит
Медь	0,004	0,01	
Свинец	0,003	0,15	
Никель	0,0009	0,05	
Кобальт	0,0006	0,003	
Цинк	0,002	0,1	Миинеральная форма не установлена
Мышьяк	0,004	0,15	
Серебро	$5 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-4}$	
Селен	0,001	0,09	
Циркон	0,004	—	
Углерод органический	0,21	5,8	Асфальтит, низший, высший керит

пределение битумов и соответственно рудных концентраций. Рудные интервалы в керне скважин представлены кавернозными неравномерно кальцитизированными доломитами с округлыми или вытянутыми вдоль трещин кавернами. Каверны частично заполнены черным битумом, кальцитом и пиритом. В целом отдельные рудные сечения увязываются в линзы, образующие тела различной протяженности. Совокупности линз слагают роллообразные залежи, вытянутые по падению репьевского горизонта. Самые мощные из них приурочены к зонам субвертикальных разломов и зон трещиноватости. Оруденение в этом случае может распространяться на всю мощность репьевского горизонта (рис. 4).

Содержание урана в рудах очень неравномерное и изменяется от 0,01 до 0,4 %. Рудные залежи сопровождаются широкими ореолами повышенных концентраций урана, ванадия, молибдена. Ореолы охватывают не только карбонатные породы репьевского горизонта, но частично и перекрывающие их песчано-глинистые отложения

рудные тела отмечаются в первом реперном горизонте известковистых глин и алевролитов. Вместе с тем ореол повышенной радиоактивности (> 25 мкр/ч) имеет здесь самые большие размеры, и его проекция на горизонтальную плоскость включает в себя все рудные залежи месторождения. Эта особенность реперного горизонта имеет важное значение для рудогенетической модели месторождения. Реперный горизонт разделяет карбонатные пласты с совершенно различной степенью доломитизации. Выше него известняки гжелского яруса интенсивно доломитизированы, ниже доломитизация проявлена незначительно в виде мелких линз и пятен. На эпигенетический характер доломитизации органогенных известняков репьевского горизонта указывает ее неравномерность [9]. Доломитизация несомненно способствовала развитию кавернозности, а следовательно, и проницаемости пород, создавая условия для инфильтрации подземных вод и формирования оруденения.

Внедрение углеводородов в карбонатные породы, расположенные ниже первого репе-

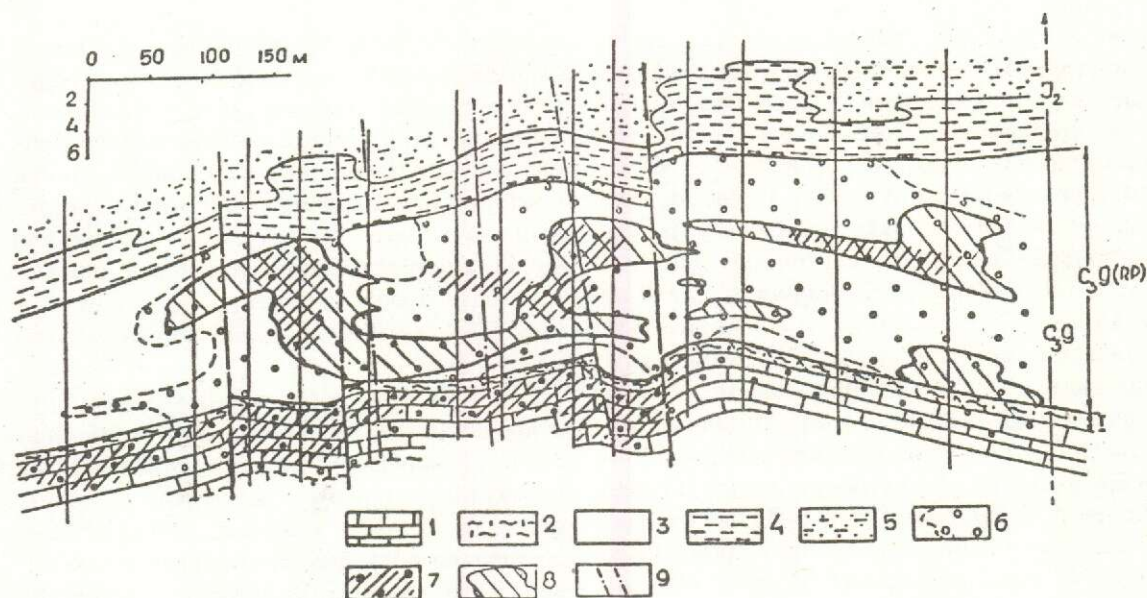


Рис. 4. Разрез участка Центральной рудной залежи:

1 — известняки; 2 — известковистые глины; 3 — рудовмещающие доломиты и доломитистые известняки; 4 — глинистые алевролиты и песчаные глины; 5 — пески и алевропесчаники; 6 — битуминизированные породы; 7 — участки интенсивной битуминизации; 8 — контуры оруденелых пород; 9 — разломы и зоны трещиноватости; $C_{3g}(RP)$ — индекс репьевского горизонта, I — первый реперный горизонт

редких прожилков кальцита. Пирит обычно наблюдается здесь в виде прожилков и вкрапленности вместе с битумом. Его количество резко возрастает к подошве реперного горизонта.

В репьевском же горизонте внедрению углеводородов сопутствует интенсивная кальцитизация, широкое развитие дисульфидов железа, образование рудных концентраций урана и элементов-спутников. Ниже первого репера, кроме железа, отсутствуют концентрации элементов переменной валентности, что с учетом гидрохимических данных указывает на устойчивую восстановительную обстановку в этой части разреза. Выше репера окислительно-восстановительная среда была неустойчивой, о чем можно судить по минеральному составу рудных концентраций и гидрохимическим свойствам вод. Таким образом, глинисто-мергелистые образования первого репера, обладая низкой пористостью, являлись как бы своеобразной мембраной на границе двух сред и послужили вместилищем убогой, но достаточно протяженной

урановой минерализации линзовидно-пластовой формы.

Отсутствие концентраций урана и сопутствующих ему элементов ниже первого репера, низкие его содержания в водах глубоких горизонтов, а также в нефтях и битумах региона позволяют рассматривать в качестве наиболее вероятного источника рудных компонентов кислородные инфильтрационные воды. В настоящее время инфильтрация вод в репьевский горизонт осуществляется со стороны гипсометрически приподнятой Ставропольской структуры. В плане региональных неотектонических структур наиболее возвышенной для Среднего Поволжья в течение неогена и четвертичного периода являлся Татарский свод, который одновременно представлял собой самый крупный водопитающий массив. Красноцветные отложения верхней перми, развитые в пределах свода, не только отличаются повышенной фоновой ураноносностью, но и вмещают большое количество проявлений урановой минерализации. В грунтовых водах структуры выявлено боль-

шое количество радиогидрогеологических аномалий. Именно эта структура рассматривается нами, как наиболее вероятный источник ураноносных инфильтрационных вод при формировании урано-битумных объектов Средневожского района. Представляется, что в период рудообразования (конец плиоцена—начало четвертичного периода) существовала ныне утраченная гидравлическая связь Татарского свода с районом Жигулевских проявлений урана. Эта связь осуществлялась как поверхностными, так и подземными стоками через неогеновые отложения, заполнившими в ачкагыльско-апшеронское время глубокие врезы Палео-Волги и ее притоков [4, 7]. Одним из наиболее протяженных и глубоких врезов была долина реки, протекавшей по северному подножью Жигулевской возвышенности. Именно вдоль нее расположены основные урано-битумные объекты Жигулевского вала. Обращает на себя внимание тот факт, что на месторождениях битумов, локализующихся на юго-западном склоне Жигулевских гор, в близкой структурной обстановке, существенных урановых концентраций не возникло. Здесь не было эрозионных палеоврезов и соответственно контакта глубинных и поверхностных вод.

Неотектоническая подвижность Среднего Поволжья явилась отражением орогенных процессов альпийской Кавказско-Копетдагской геосинклинали. С ней связано резкое усиление гидродинамики, обусловившее движение вод глубоких горизонтов к очагам разгрузки вдоль крупнейших разломов, что создало предпосылки взаимодействия глубинных и поверхностных вод. Одной из крупнейших структур, вдоль которой происходила и продолжается сейчас разгрузка глубинных вод Волго-Камского арзизианского бассейна, является Жигулевский разлом. Повсеместно вдоль разлома развиты восстановительные хлоридно-натриевые воды, характеризующиеся наличием атмогеохимических аномалий с повышенным содержанием углеводородных газов, как это имеет место на Репьевском месторождении. Взаимодействие кислородных инфильтрационных вод, поступавших с Татарского свода, с восходящими насыщенными углеводородами рассолами Жигулевского разлома, по-

влияет на формирование битумных объектов. Усилению процессов взаимодействия этих вод способствовала геолого-структурная позиция Жигулевской возвышенности. В значительной мере погребенная к концу плиоцена, она являлась как бы плотиной, подпруживающей меридиональный грунтовый сток, что обеспечивало фильтрацию подземных вод через верхние горизонты палеозойского разреза. Принципиальная схема рудообразования показана на рис. 5.

Возможность образования урановых руд в проницаемых горизонтах при взаимодействии кислородных инфильтрационных вод и восстановительных растворов, внедрявшихся по разломам («приразломные руды»), достаточно подробно рассмотрена и обоснована в работах группы авторов при участии Е.М.Шмариовича [2, 3].

Изложенный материал не согласуется с представлениями о мезозойском возрасте урановой минерализации месторождения, основанными на статистической обработке изотопно-спектральных анализов. По мнению автора, геологические данные скорее свидетельствуют в пользу верхнеплиоценового времени рудогенеза. Наложение битумов и частично оруденения на юрские отложения указывает на его постюрское образование. Со средней юры до среднего палеогена на территории района господствовало море. Описанная выше структурная обстановка, благоприятная для рудообразования, сложилась к концу плиоцена. В четвертичное время усиление эрозионных процессов и формирование долины р. Волги привели к изоляции Татарского свода от Жигулевских дислокаций. В результате многие проявления урана (Зольное и др.) оказались на вершине отпрепарированных Жигулевских гор, хотя существенных подвижек в четвертичное время по Жигулевскому разлому не происходило. Репьевское месторождение находится ниже базиса эрозии и лишь на восточном фланге в незначительной степени затронуто процессами окисления. Сохранности руд способствует восходящий поток вод, насыщенных углеводородными газами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

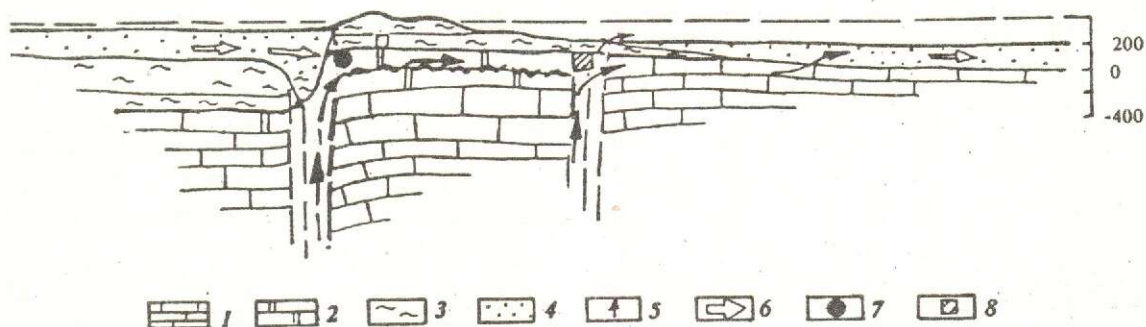


Рис. 5. Принципиальная схема образования урано-битумных руд Жигулевского вала:

1 — известняки, С; 2 — доломиты, С; 3 — глины, J-K; 4 — пески, N₂; 5 — потоки восходящей разгрузки солевых вод и рассолов с углеводородами; 6 — поток грунтовых вод; 7 — урано-битумная минерализация; 8 — битумы

- вания нефтяных и нефтегазовых месторождений Среднего Поволжья. — М.: Недра, 1965.
2. Белова Л.Л., Кричевец Г.Н., Шмариович Е.М. О гидродинамических условиях формирования эпигенетической минерализации при взаимодействии пластовых вод и восходящих трещинно-жильных растворов // ДАН СССР. 1982. Т. 265. № 2. С. 393—396.
 3. Исследование механизма формирования приразломных руд на пластово-инфильтрационных месторождениях урана / Л.Л.Белова, Г.Н.Кричевец, Е.М.Шмариович, Ю.П.Салмин, М.А.Татаркин // Сов. геология. 1986. № 4. С. 29—38.
 4. Кирсанов Н.В. Акчагыл Поволжья // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. — М. 1975. С. 22—45.
 5. Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации // Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-Уральской провинции. (Тр. ИГИРГИ). — М., 1979. Вып. 24. С. 56—73.
 6. Месторождения природных битумов / Э.М.Халимов, И.М.Акишев, П.С.Жабрева, Г.Т.Юдин, И.С.Гольдберг, Р.М.Гасматуллин. — М.: Недра, 1983.
 7. Обедиентова Г.В. Происхождение Жигулевской возвышенности и развитие ее рельефа // Тр. Ин-та геогр. АН СССР, — М., 1953.
 8. Отрешко А.И. Условия локализации серных руд Поволжья и Предуралья // Геохимия и минералогия серы. — М., 1972. С. 151—157.
 9. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Nikolayev V. I.

ESSENTIAL GEOLOGICAL AND GENETIC FEATURES OF THE REPYOVKA URANIUM-BITUMINOUS DEPOSIT

Based on the analysis of historic-geological, structural and hydrochemical conditions of ore genesis and mineral compositions of uranium ores, a conclusion is made that these latter have been formed in Late Pliocene, in a free water exchange zone situated at the contact of ascending hydrocarbon-chloride brines of the Zhigulevsky dislocation zone with ground-infiltration uraniferous sulphate waters.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 5.50.837.75.552

© А. Т. Бондаренко, 1995

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КИМБЕРЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО АЛМАЗОНОСНОГО ПОЛЯ

А. Т. БОНДАРЕНКО (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Рассматриваются экспериментальные результаты по физическим свойствам естественно-влажных перекрывающих, вмещающих горных пород и кимберлитов Архангельского региона. Измерения проведены экспресс-методом непосредственно на разбуриваемых поисковых участках. Показана отчетливая дифференциация вмещающих горных пород и кимберлитов по петрофизическим характеристикам. Обнаруживается изменчивость значений физических характеристик вмещающих пород в околорудном пространстве, что может рассматриваться в виде дополнительного поискового критерия.

Рассматриваемая территория располагается в пределах северной части Восточно-Европейской платформы, на которой четко обособлены два структурных этажа — кристаллический фундамент и осадочный чехол. Кристаллический фундамент сложен гранито-гнейсовыми породами архея, метаморфическими и магматическими породами нижнего протерозоя. Осадочный чехол района сложен верхнепротерозойскими, палеозойскими и кайнозойскими отложениями. Верхнепротерозойские (вендские) терригенные отложения, вмещающие кимберлиты, представлены образованиями редкинского и котлинского горизонтов. Редкинский горизонт выполнен песчаниками, алевролитами и аргиллитами усть-пинезской свиты. Выше залегает котлинский горизонт, состоящий из мезенской и падуноской свит, сложенных неравномерным переслаиванием алевролитов, песчаников с подчиненными прослоями аргиллитов серо-краснобурой окраски. Толща, перекрывающая кимберлитовые тела, представлена ургузской свитой среднего отдела каменноугольной системы. Она имеет широкое распространение и залегает на размытой поверхности падуноской свиты. Свита сложена пестроцветными песчаниками с прослоями глинистых аргиллитов, алевролитов, сланцев

и других образований. Четвертичные отложения представлены рыхлыми песчаниками, песками, гравелитами, а также глинами и силицитами.

В лабораторных условиях были проведены измерения удельного электрического сопротивления ρ , относительной диэлектрической проницаемости ϵ в диапазоне частот от постоянного тока до 35 МГц, магнитной восприимчивости χ , объемной плотности σ , эффективной пористости n и весовой водонасыщенности W на предельно водонасыщенных пластинчатых образцах кимберлитов и вмещающих их горных пород. В полевых условиях измерения ρ выполнялись экспресс-методом на естественно-влажном керне непосредственно на скважинах поисковых участков (измерено 2100 образцов). Описание методики измерения электрических и других характеристик приведено в работах [1, 2, 4—7].

Измерениями выявлено, что песчаники падуноской свиты четко дифференцируются по физическим свойствам в зависимости от их расположения относительно Светлореченской кимберлитовой трубки. Например, наблюдается отчетливое увеличение объемной плотности от 2,01—2,07 г/см³ для по-

на расстоянии порядка 20 км до 2,17—2,27 г/см³ для пород переходной зоны, 2,20—2,49 г/см³ — для измененных пород при контактовых участках и до 2,34—2,50 г/см³ для пород, лежащих на контакте с кимберлитовой трубкой. Такое же изменение испытывают и значения эффективной пористости, водонасыщенности и удельного электрического сопротивления (табл. 1). Аналогичное изменение физических свойств в околотрубочном пространстве нами было обнаружено и на месторождениях алмазов Западной Якутии [6]. Например, в пространстве трубки Амакинская Малоботуобинского района значения удельного электрического сопротивления мерзлых терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя находятся в пределах 800—2600 Ом·м, с удалением от трубки и регионального Западного разлома значения ρ кимберлитов-вещающих пород понижаются до 500—860 Ом·м. Латеральное изменение ρ и других петрофизических параметров наблюдается и по профилям, пересекающим региональные разломы в пространстве кимберлитового поля.

Экспрессными измерениями на естественно-влажном керне во время бурения скважины 1454, расположенной на восточном борту трубки Пионерская, обнаружено изменение значений ρ кимберлита с глубиной и термодинамическое воздействие кимберлитовой интрузии на электрические характеристики вмещающих их пород. Рассматриваемая скважина вошла во вмещающие породы падунской свиты на глубине 192—193 м. На этих глубинах наблюдается повышение величин электрического сопротивления с 44—74 до 220 Ом·м вмещающих пород падунской свиты (табл. 2). На уровне этих же глубин в скважине 183, пробуренной на этом профиле за пределами кимберлитовой трубки, значения горных пород падунской свиты находятся в пределах 45—60 Ом·м. Выявленное околотрубочное и приконтактное изменение значений ρ может служить поисковым интерпретационным признаком при проведении геофизических работ на месторождениях алмазов Зимнебережного района.

По предельным значениям ρ в диапазоне

пород для участков Пионерский, Светлореченский и Ломоносовский можно видеть, что величины ρ осадочных пород венда падунской свиты, составляют для песчаников 80—300 Ом·м, для алевролитов — 25—60 Ом·м и для аргиллитов — 9—50 Ом·м (табл. 3, рис. 1, 2). Осадочные породы мезенской и усть-пинежской свит, лежащих ниже падунской свиты, характеризуются более низкими значениями удельного сопротивления (15—30 Ом·м). Наблюдаемая высокая проводимость вмещающих пород мезенской и усть-пинежской свит начиная с глубин 180—200 м и глубже объясняется присутствием на этом уровне в разрезе высокопроводящих минерализованных вод, ρ которых составляет 0,4—6 Ом·м. Значения ρ карбонатных пород, песчаников, алевролитов и аргиллитов перекрывающей толщи, представленной ургузской свитой, находятся в пределах 160—760, 60—130, 45—60 и 29—40 Ом·м соответственно; ρ четвертичных отложений (глины, песчано-глинистые отложения) составляет 20—120 Ом·м, во влажных отсортированных без глинистых примесей в естественном залегании белых песках, окрашенных песках, глинистых песках, значения ρ , равные 1400—1800, 600—830, 340—530 Ом·м соответственно. Значения ρ водных флюидов, насыщающих четвертичные отложения и талых поверхностных вод по нашим измерениям составляют 40—60 и 140—180 Ом·м, а ρ воды, фонтанирующей из гидрологической скважины 197-А с глубины 100 м — 43—60 Ом·м. Отметим, что приведенные в табл. 1, 3 данные иллюстрируют контрастное выделение эруптивных кимберлитовых пород, залегающих выше напорных солевых вод, от вмещающих их горных пород падунской свиты, что имеет практическое поисковое приложение при проведении геофизических работ электроразведочными методами. Дифференциация по электрическому сопротивлению кимберлитов и осадочных пород, находящихся в зоне напорных минерализованных вод, практически исчезает.

Из результатов измерений приведенных в табл. 3 следует, что значения ρ эруптивных брекчий изученных кимберлитовых трубок находятся в пределах от 7 до 170 Ом·м. Широкий разброс значений опреде-

1. Значения физических характеристик песчаников венда и кимберлитовых пород

Породы, магнитная восприимчивость, СГС	σ , г/см ³	n, %	w, %	ρ , Ом·м		ϵ
				100 Гц	1000 Гц	
Зоны вмещающих песчаников Светлореченского участка						
Зона вне контакта	2,17—2,27	15—18	7,2—8,5	162—620	156—480	300—400
Приконтактная зона	2,20—2,49	10—16	5,7—7,8	300—800	220—560	260—500
Зона контакта с трубкой	2,34—3,50	6,6—15	2,9—7,3	600—1400	500—1000	220—500
Кимберлиты трубок:						
Поморская, $52—390 \cdot 10^{-6}$	$\frac{1,92—2,13}{2,03}$	$\frac{5,7—9,3}{7,0}$	$\frac{1,8—4,6}{3,97}$	$\frac{21—68}{50}$	$\frac{20—63}{41}$	$\frac{18—28}{150—170}$
Ломоносовская, $10—18 \cdot 10^{-6}$	$\frac{1,95—2,02}{1,98}$	$\frac{3,5—8,89}{6,2}$	$\frac{1,78—4,8}{3,28}$	$\frac{13—34}{23}$	$\frac{13—33}{22}$	$\frac{9—20}{100—140}$
Светлореченская, $8—48 \cdot 10^{-6}$	$\frac{1,68—2,04}{1,90}$	$\frac{7,9—16,7}{12,5}$	$\frac{3,8—9,2}{6,75}$	$\frac{2—43}{14}$	$\frac{2—42}{14}$	$\frac{2—40}{50—170}$
Там же, вторая фаза, $6—48 \cdot 10^{-6}$	$\frac{1,81—2,32}{2,05}$	$\frac{1,8—5,9}{3,38}$	$\frac{1,0—3,9}{2,3}$	$\frac{44—150}{73}$	$\frac{38—136}{68}$	$\frac{17—120}{40—70}$

2. Изменение значений электрического сопротивления кимберлитов и вмещающих их пород с глубиной в скважине 1454

Глубины, м	Характеристика пород и условий залегания	$\rho, \text{Ом} \cdot \text{м}$
80—86	Туфогенно-осадочная порода	48—53
87—99	Туфопесчаники, туфобрекчия осадочных пород	28—42
100—166	Пестроцветные автолитовые брекчии с большим количеством сапонита (до 80 %)	14—21
167—190	Зона брекчирования, окварцованная автолитовая брекчия с крупными обломками вмещающих пород, сапонита (до 70 %)	44—74
191—194	Зона брекчирования, контакт трубки с осадочными породами, интенсивное окварцевание	75—84,5
195—202	Зона перехода от трубки к осадочным породам, прочные красные окварцованные песчаники с железисто-кварцевым цементом (спонита — 15—25 %)	100—220
203—227	Красные мелкозернистые, окварцованные песчаники с алевролитом, крутослоистые ($\angle 80—85^\circ$) с кварц-железистым цементом	40—90
229—234	Слабо цементированные краснобурые песчаники с кварцево-железистым цементом	53—68

образования. Показано, что жерловая автолитовая эруптивная брекчия трубки Пионерская характеризуется повышенными значениями ρ . Например, в скважине 1462, пробуренной в центре кимберлитового тела до глубины 420 м, жерловая прочная автолитовая эруптивная темно-зеленая на сапонит-карбонатном цементе брекчия на глубинах 150—314 м характеризуется значениями ρ равными 24—44 Ом·м. На глубинах 314—435 м в таких брекчиях на сапонит-серпентинитовом цементе с оливиновой составляющей до 70—80 % ρ достигает значений 29—55 Ом·м. В скважине 1465, пробуренной ближе к восточному борту интрузии в 300 м от скважины 1462, туфобрекчии, автолитовые эруптивные брекчии на ожелезненном сапонитовом и карбонатном цементе, расположенные на глубинах 122—185 м, принимают значения 14—16 Ом·м, в то же время для автолитовой эруптивной брекчии на сапонит-карбонатном цементе (глубина 185—367 м) электрическое сопротивление достигает значений 28—45 Ом·м. Таким образом, из рассмотренных результатов следует, что уровень значений электрического сопротивления кимберлитовых образований в основном определяется

вещества. Высокие значения электрического сопротивления свойственны окварцованным разностям туфобрекчий — 50—98 Ом·м, находящимся вблизи контакта или на контакте с вмещающими их породами (Пионерский участок). Самыми высокими предельными значениями электрического сопротивления, равными 60—120 Ом·м, обладают трещиноватые карбонатизированные зеленые автолитовые брекчии трубки Карпинская второй фазы внедрения, вскрытые в интервале глубин 30—35 и 50—104 м. Содержание кальцита в их составе достигает 35 %.

Весьма высокая электропроводность кимберлитов Архангельского региона обусловлена интенсивной многостадийной метасоматической переработкой первичного ультраосновного вещества, приведшей к полной тонкокристаллической сапонизации его связующей массы. Мерзлые кимберлиты Западной Якутии, сохранившие в минеральном составе связующей их массы зерна оливина, пироксена, перовскита, мончителлита, апатита, а также серпентинита и карбонатов характеризуются высокими значениями удельного электрического сопротивления, равными 150—600 Ом·м. Величины удель-

3. Значения удельного электрического сопротивления ρ на постоянном токе кимберлитов и вмещающих пород по экспрессным измерениям на естественно-водонасыщенном керне

Горные породы	ρ , Ом·м	Количество образцов
Участок Пионерский, четвертичные отложения:		
Песчаники	70—125	45
Пески	40—100	16
Глины	22—33	20
Перекрывающая толща, ургузская свита:		
Доломиты, известняки	160—760	29
Песчаники	60—130	70
Алевролиты	45—60	46
Аргиллиты	29—40	51
Вмещающая толща, падунская свита:		
Песчаники	80—300	50
Алевролиты	25—60	32
Аргиллиты	9—50	26
Мезенская свита:		
Песчаники, алевролиты, аргиллиты	15—30	140
Усть-Пинежская свита:		
Песчаники, алевролиты, аргиллиты	12—23	30
Кимберлиты:		
Зеленая автолитовая брекчия		
	$\frac{8-30}{12}$	270
Красная автолитовая брекчия		
	$\frac{5-40}{16}$	215
Туфобрекчия красная		
	$\frac{9-45}{26}$	131
Жерловая, темнозеленая, прочная, массивная автолитовая брекчия с оливин-серпентинитовым цементом, скв. 1462 в центре трубки		
	$\frac{25-50}{25}$	61
Туфобрекчия красная, окварцованная с осадочными породами и оливин-серпентинитовым цементом		
	50—98	22
Трубка Архангельская:		
Красная автолитовая брекчия, сильно пористая, слабосцементированная, скв. 528		
	$\frac{9-28}{13}$	50
Зелено-голубая, массивная автолитовая брекчия, скв. 516, глубина 439—632 м		
	$\frac{27-30}{30}$	106
Трубка Карпинская, вторая фаза внедрения:		
Автолитовая брекчия, скв. 167		
	$\frac{8-30}{21}$	72
Автолитовая брекчия, скв. 168		
	$\frac{10-35}{25}$	88
Карбонатизированная зелено-голубая автолитовая брекчия, скв. 168		
	$\frac{45-95}{62}$	80
Интенсивно карбонатизированная зелено-голубая автолитовая брекчия, скв. 168		
	$\frac{95-175}{120}$	52

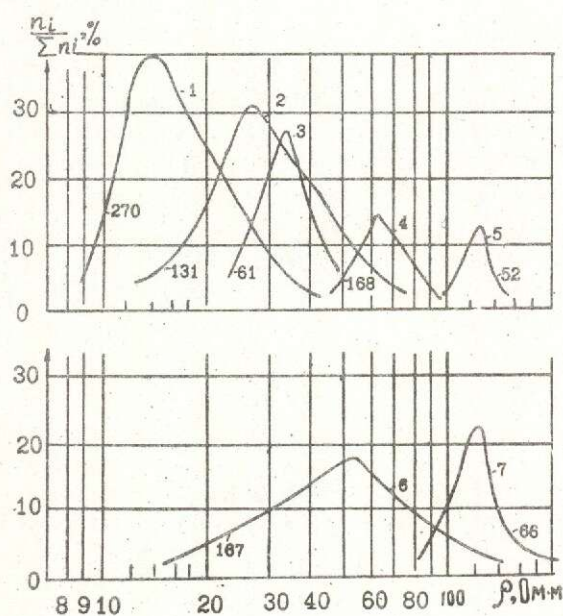


Рис. 1. Вариационные кривые распределения значений удельного электрического сопротивления осадочных горных пород и кимберлитов трубок Пионерская и Карпинская:

1 — зеленая автолитовая брекчия; 2 — красная туфобрекчия; 3 — темнозеленая прочная автолитовая брекчия, скв. 1462 в центре интрузии; 4, 5 — карбонатизированная зелено-красная автолитовая брекчия, скв. 168, трубка Карпинская, II фаза внедрения, от 4 к 5 увеличивается карбонатизация; 6 — породы перекрывающей ургуской свиты; 7 — песчаники венда, вмещающие трубки; цифры в кружках — количество проанализированных образцов

ющих кимберлит мерзлых нижнепалеозойских карбонатных пород составляют от 600—1200 до 1600—7000 Ом·м и находятся в зависимости от содержания в них глинистой фракции и степени доломитизации [6].

Массивы кимберлитовмещающих горных пород венда являются анизотропными геологическими средами, для которых измерениями на естественно-влажном керне выявлены значения коэффициентов анизотропии удельного электрического сопротивления $\lambda_p (\lambda_p = \rho_1 / \rho_2)$, где 1 — измерения перпендикулярно слоистости, 2 — вдоль напластования. Для слоистых и тонкослоистых песчаников с аргиллитом значения λ_p составляют 4—7, для мономинеральных светлых и полосчатых песчаников и однородных красных песчаников из глубин 213—450 м

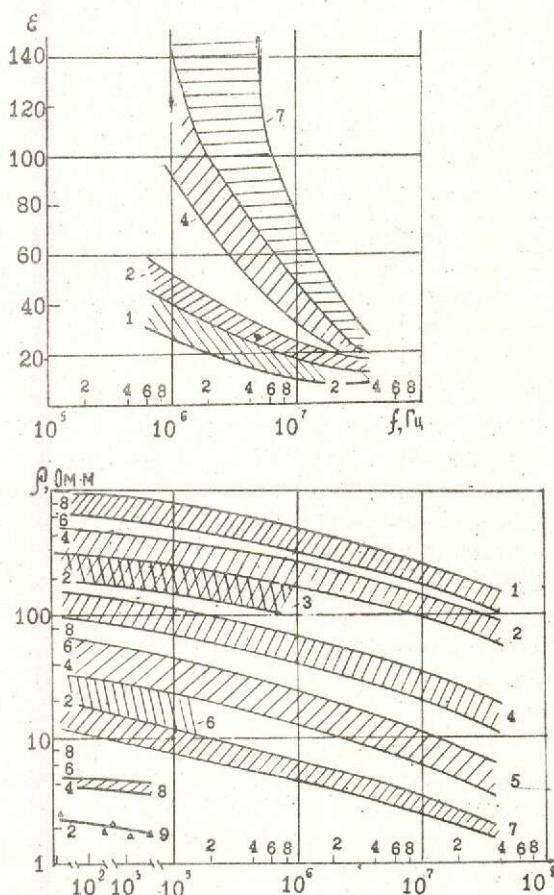


Рис. 2. Частотная зависимость значений удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и кимберлитов:

1 — песчаники венда, контакт с кимберлитовой трубкой; 2 — песчаники с приконтактной зоной; 3 — песчаники за пределами трубки; 4 — кимберлиты трубки Светлореченская, II фаза внедрения; 5 — кимберлиты трубки Поморская; 6 — кимберлиты трубки Ломоносовская; 7, 8, 9 — кимберлиты трубки Светлореченская, I фаза внедрения, от 7 к 9 увеличивается количество глинистой составляющей с гидроокислами железа

Значения коэффициента анизотропии λ_p для мономинерального краснобурого песчаника со слабовыраженной слоистостью (скв. 188, глубина 118—120) находятся в пределах 5—6, а для аргиллита — 3—4.

В заключение отметим, что впервые проведенные экспрессные измерения значений электрического сопротивления и других петрофизических величин кимберлитов и вмещающих их горных пород необходимо продолжить, поскольку они во многих реги-

расчетных интерпретационных геомodelей, используемых при прогнозировании геофизическими методами и интерпретации результатов их измерений при поисковых и разведочных работах.

Из анализа результатов измерений следует, что на алмазоносных площадях Зимнебережья Архангельской области в широком диапазоне частот по электрическим характеристикам наблюдается контрастная дифференциация кимберлитов и вмещающих их горных пород на уровне верхних горизонтов падуновской свиты, что может служить поисковым признаком при проведении геофизических работ.

Измерениями установлена четкая дифференциация кимберлитовых пород по абсолютным значениям удельного электрического сопротивления, обусловленная минеральным составом и типом цемента, что необходимо принимать во внимание при интерпретации электроразведочных результатов.

Экспрессными измерениями на естественно-влажном керне и образцах выявлено околотрубочное изменение электрического сопротивления и других петрофизических характеристик песчаников венда вблизи и на контакте кимберлитовых трубок Светлореченская и Пионерская, что может служить дополнительным поисковым критерием.

Высокая электропроводность кимберлитов Зимнебережья обусловлена микрокристаллическим веществом, образовавшимся в результате полной метасоматической переработки ультраосновного магматического вещества, а присутствующие в регионе высокоминерализованные напорные воды, по нашим экспериментальным данным, в просторанство кимберлитовых трубок не про-

кают и не оказывают влияния на их проводимость.

Осадочные горные породы венда являются анизотропными геологическими средами и характеризуются высокими коэффициентами анизотропии удельного электрического сопротивления, что должно учитываться при поисках кимберлитовых трубок.

Автор благодарит А.Д.Петровского, А.Н.Родионова, Н.В.Измайлова и С.М.Колдаева за помощь и внимание к работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керне //Тр. ЦНИГРИ. — М., 1988. Вып. 222. С. 53—60.
2. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Физические свойства карбонатных пород Западной Якутии по данным измерений на естественно-мерзлом керне //Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 121—128.
3. Валарович М.П., Бондаренко А.Т. Исследование частотной зависимости электрических свойств изверженных горных пород Кольского полуострова // Тр. ИФЗ АН СССР. — М., 1956. 37/204/. С. 206—220.
4. Инструкция по электроразведке. — Л.: Недра, 1984.
5. Определение петрофизических характеристик по образцам. — М.: Недра, 1977.
6. Петрофизические свойства вмещающих карбонатных и магматических образований Западной Якутии и вопросы радиопросвечивания / А.Т.Бондаренко, Е.И.Борис, Д.И.Саврасов, Ю.Д.Ковалев, А.С.Фролов, В.А.Стогова //Тр. ЦНИГРИ. — М., 1989. Вып. 237. С. 53—62.
7. Савицкий А.П., Юзов В.И. Аппаратура для измерения электрических и магнитных свойств горных пород //Методы разведочной геофизики. — Л., 1971. Вып. 13. С. 142—144.

Bondarenko A. T.

PHYSICAL PROPERTIES OF KIMBERLITES AND SEDIMENTARY ROCKS HOSTING THEM IN THE ZIMNEBEREZHNOYE KIMBERLITE FIELD

The results of experimental examination of physical properties of naturally humid overlying and host rocks and kimberlites of the Arkhangelsk region are presented. The measurements have been performed using a rapid technique immediately in the areas under drilling exploitation. A marked differentiation of host rocks and kimberlites by petrophysical characteristics is shown. Certain variability of values of host rocks physical parameters in ore-enclosing space is revealed, which could be

УДК 622.243:553.411.068.5

©В. Н. Алексеев, В. А. Орьев, 1995

БУРОВАЯ УСТАНОВКА УБСР-25-2М И НОВЫЙ БУРОВОЙ ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ БУРЕНИЯ СКВАЖИН НА РОССЫПЯХ

В. Н. АЛЕКСЕЕВ, В. А. ОРЬЕВ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Приводится описание нового породоразрушающего инструмента и специализированной техники — универсального колонкового бура и модернизированной буровой установки УБСР-25-2М. Показана технология сооружения скважин большого диаметра при поисково-оценочных работах на россыпных месторождениях с использованием этого инструмента и достигнутые при этом технико-экономические показатели.

Постоянно усложняющиеся условия разведки россыпей, такие как увеличенная глубинность, сильная обводненность, неустойчивость стенок скважины, наличие большого количества валунно-щебнистого материала в отложениях, перекрывающих продуктивный пласт, при обобщении опыта эксплуатации буровой установки УБСР-25М в различных регионах России показали, что серийный инструмент и установка по своим технологическим особенностям и возможностям не всегда позволяют полностью решать геологические задачи. Особенно наглядно это проявляется, когда требуется провести зачистку плотика россыпи, представленного в большинстве случаев разрушенными и плотными коренными породами, к которым чаще всего тяготеет продуктивный пласт. По этой причине до проектной глубины не добурируется около 15 % скважин, что ведет к искажению разведываемых запасов при их подсчете. Это предопределило необходимость разработки нового породоразрушающего инструмента и модернизацию буровой установки УБСР-25М. В результате НИР и ОКР в период с 1989 по 1993 гг. был создан новый буровой инструмент, предназначенный для повышения качества отбираемых проб и произведена модернизация буровой установки УБСР-25М.

Изучение патентов по медленно-вращательному бурению показало, что в России и за рубежом отсутствуют разработки, направленные на создание универсального бура, который имел бы один корпус и легко трансформировался при необходимости в различные типы буров за счет применения породоразру-

различным вооружением и геометрией породоразрушающей части. Созданный буровой инструмент (рис. 1) обеспечивает возможность сооружения скважин до проектной глубины в породах любой крепости и водонасыщенности и получения проб в виде керна или перемятой породы.

Тип породоразрушающего органа выбирается в зависимости от горно-геологических условий бурения. Взаимозаменяемые породоразрушающие органы, унифицированные по способу присоединения с корпусом бура, позволяют легко трансформировать бур в колонковый, ковшовый с углами конусности днища 120 и 170° и ковшово-шарошечный.

Повышение выхода керна (объема пробы с интервала опробования) создается за счет применения в буре специальных керноудерживающих элементов, количество которых можно регулировать, и вакуумного устройства с перепускным клапаном. Вакуум обеспечивается за счет того, что после окончания бурения, в момент подъема бура, порода, находящаяся в его корпусе, под действием силы тяжести опускается вниз, благодаря чему между верхней крышкой корпуса бура и породой образуется разрежение. Величина разрежения зависит от типа керноудерживающего элемента и физико-механических свойств проходимых пород (объемной плотности, угла внутреннего трения, пористости и др.) и может колебаться от -0,004 до -0,016 МПа.

В ходе экспериментальных исследований установлено, что величина разрежения -0,004 МПа вполне достаточна для надежного удержания пробы при условии наличия

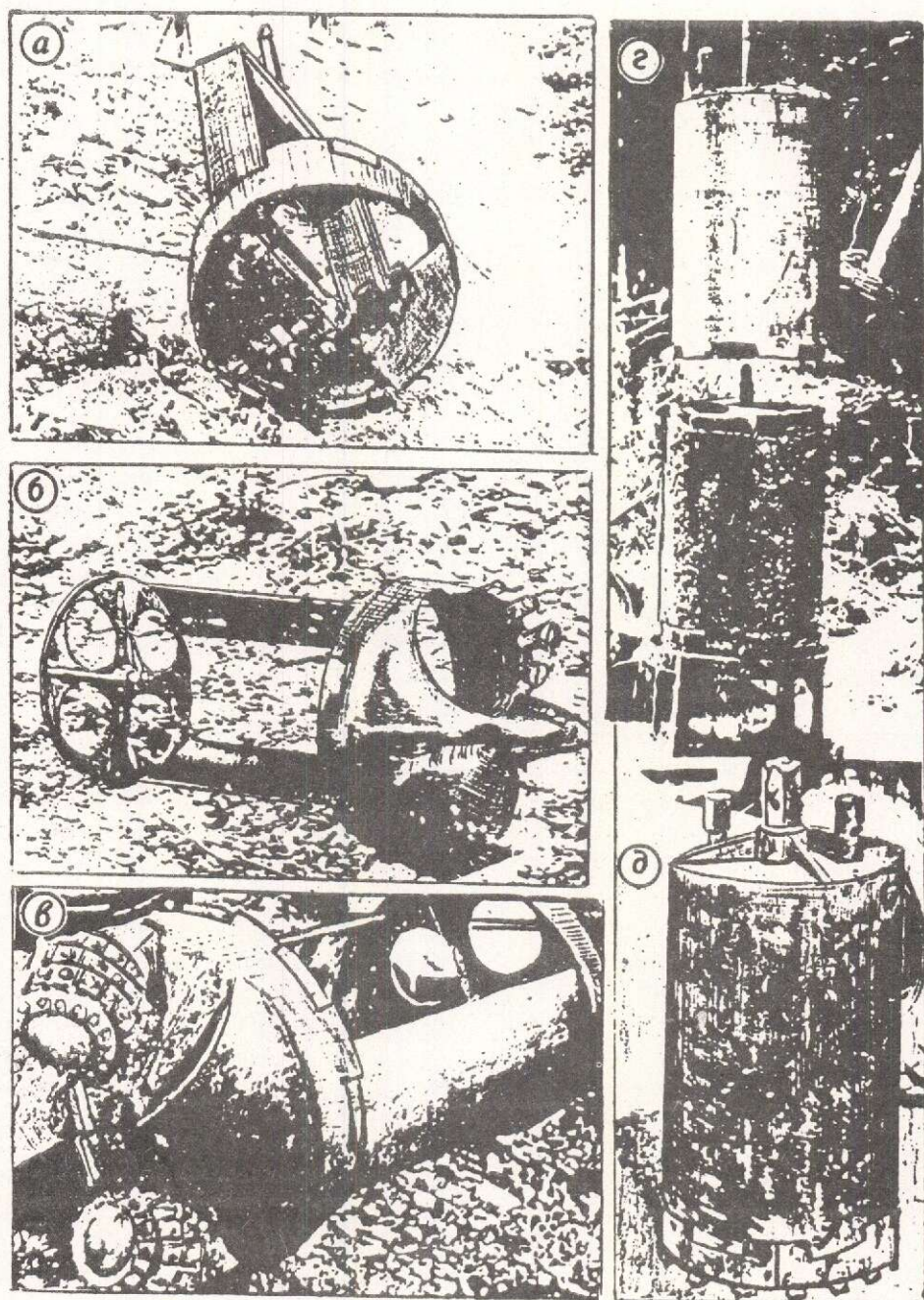


Рис. 1. Новый породоразрушающий инструмент с различными типами породоразрушающих органов:

ковшовый тип: а — с углами конусности дна 120° , б — 170° , в — ковшово-шарошечный тип, г — колонковый тип, д — бур в сборе

нусообразных выступов. Замеры вакуума в корпусе бура позволили более объективно подойти к выбору керноудерживающих элементов и оценить их работоспособность в зависимости от состояния и характера раз-

рушения. Испытания, применение вакуумирования в ковшовом буре с углом конусности дна 170° позволяет увеличить породоприемные окна в заборных ковшах, сделать их регулируемыми и извлекать валуны

1. Техничко-технологические показатели бурения скважин большого диаметра опытными образцами специального породоразрушающего инструмента

Наименование операций, параметров	Тип породоразрушающего органа		
	колонковый	ковшовое днище, 120°	ковшовое днище, 170°
Объем бурения, м	52,6	13,5	32,8
Время чистого бурения, ч	9,4	3,2	6,1
Время на проведение спуско-подъемных операций на 1 м скважины, мин	2	2	2
Время на разгрузку инструмента, мин	1	2	2
Величина рейса, м	0,8	0,4	0,4—0,8
Средняя механическая скорость бурения, м/ч	5,7	4,3	5,4
Рейсовая скорость бурения, м/ч	4,2	1,9	3,3

бурения при этом в 1,7 раза выше, чем у ковшового бура с углом конусности днища 120°, и позволяют осуществлять бурение в разрушенных коренных породах. Применение керноудерживающих элементов в ковшово-вакуумных бурах позволяет в ряде случаев отказаться от резиновых клапанов на породоприемных окнах. Кассетная конструкция буров позволяет при необходимости устанавливать дополнительные керноудерживающие элементы по боковой поверхности породоприемной кассеты.

В табл. 1 приведены технико-технологические показатели бура диаметром 585 мм, достигнутые в ходе проведения НИР в производственных условиях на одном из объектов ДВГРЭ ПО «Приморзолото» при средней категории пород 3,8.

В настоящее время появилась потребность разведки глубокозалегающих россыпей. С учетом того, что по новой методике разведки россыпного золота и платиноидов разработанной ЦНИГРИ возможно снижение диаметра бурения до 400 мм без заверочных работ, было принято решение создать буровой инструмент указанного диаметра. Снижение диаметра бурения позволило повысить скорости бурения в 1,5—2,0 раза, увеличить глубину бурения до 40 м без дополнительных энергетических затрат и тем самым расширить область применения установок типа УБСР, введя следующее вспомогательное оборудование: переходник с ротора на обсадные трубы и гидравлический тубозахват, применяемый при работе с колон-

версальным буром и отличается только размерами и возможностью применения нескольких типов керноудерживающих элементов.

Техническая характеристика нового бурового инструмента:

Диаметр бурения, мм	400; 660
Глубина бурения, м	до 40; 25
Диаметр буров, мм:	
наружный	345; 585
внутренний	300; 540
Масса, кг	70; 100

Технико-технологические показатели бурения скважин диаметром 400 мм получены во время проведения НИР на одном из объектов ДВГРЭ ПО «Приморзолото» при сооружении плановых скважин при средней категории пород 4,7 (табл. 2).

Буровой инструмент двух типоразмеров — 660 и 400 мм апробирован на месторождениях Сибири, Урала и Дальнего Востока и рекомендован к серийному производству. По разработанной технологии пробурено около 10 тысяч метров скважин, что позволило осуществить разведку и передать в эксплуатацию ряд месторождений золота, характеризующихся сложными горно-геологическими условиями (наличие большого количества валунов до 60—70 % и большая обводненность), бурение на которых было ранее невозможно при использовании серийного инструмента.

Технология бурения новым буровым ин-

2. Техничко-технологические показатели бурения скважин диаметром 400 мм

Наименование операций, параметров	Типы породоразрушающего органа			
	колонковый (керноудерживающие элементы — выступы)	колонковый (керноудерживающие элементы — шнековая навивка)	ковшовое днище, 120°, два окна	ковшовое днище, 170°, одно окно
Объем бурения, м	92,8	68,0	10,2	12,4
Время чистого бурения, ч	20,1	23,0	4,4	3,5
Время на проведение спуско-подъемных операций на 1 м скважины, мин	2	2	2	2
Время на разгрузку инструмента, мин	1	1	2	2
Величина рейса, м	0,8	0,8	0,4—0,8	0,4—0,8
Средняя механическая скорость бурения, м/ч	4,6	3,0	2,3	3,6
Рейсовая скорость бурения, м/ч	3,6	2,5	1,7	2,9

струментом приведена в табл. 3 и заключается в следующем:

1. Колонковый универсальный бур с породоразрушающими органами колонкового типа может применяться для бурения во всем комплексе рыхлых талых отложений россыпей, включая предплотиковую зону и плотик (окремненные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники). При этом могут применяться технологические схемы бурения «в трубах» и «ниже труб». Выбор технологической схемы бурения зависит от конкретных геологических условий (обводненность, наличие валунов, пропластков мерзлоты, устойчивости стенок скважины и т.п.), а также от типа применяемого керноудерживающего элемента. В сильнообводненных отложениях целесообразно применять керноудерживающий элемент, выполненный в виде шнековой навивки из трех «лепестков» при технологической схеме «в трубах». Породоразрушающий наконечник с керноудерживающим элементом в виде выступов рационально применять при технологической схеме «ниже труб». Во избежание образования «сальника» на корпусе бура и на внутренних стенках обсадных труб бурение необходимо осуществлять с расходкой. Технологические параметры процесса: частота вращения — 5—14 об/мин, начальная осевая нагрузка — 20—40 кН с темпом увеличения ее в течение рейса 5 кН через 0,1 метра углубки при величине рейса 0,8—1,0 метра

ннные в виде ковшовых днищ с углами конусности 120 и 170°, используются как вспомогательные в сочетании с породоразрушающими органами колонкового типа в отложениях, где затруднен подъем пробы (отмытый галечник, несвязанный песок). Применение нового бурового инструмента позволяет получать пробу с интервала опробования со 100 % выходом керна и осуществлять бурение в предплотиковой зоне и плотике, представленными разрушенными и плотными коренными породами.

На Дальнем Востоке на ряде месторождений универсальным буром с породоразрушающими органами колонкового типа и ковшового типа с углом конусности днища 170° было пройдено около 600 метров вялой мерзлоты с приемлемыми техническими показателями.

За время применения нового инструмента с разработанной технологией бурения не отмечалось случаев, когда скважина не выполнила бы геологического задания, т.е. не была бы пройдена на проектную глубину с обязательной зачисткой плотика россыпи. Новый буровой инструмент не имеет отечественных и зарубежных аналогов по своему функциональному назначению, т.к. сочетает несколько разновидностей буров, являясь по сути универсальным. Он защищен патентом Российской Федерации № 1749460. Этим инструментом предполагается осна-

Рациональные технологические параметры процессов проходки скважин новым породоразрушающим инструментом в талых россыпях

Параметры, ед.изм.	Категории (группы) пород			Ниже труб Выступы
	Песчано-глинисто-щебнистые отложения с включением небольшого количества обломочного материала, I—II группы	Гравийно-галечные отложения с глиной и включением обломочного материала до 20 %, III группа	Отмытые щебнистые гравийно-галечные отложения с включением крупного обломочного материала до 40 %, IV группа	
технологическая схема бурения	В трубах Шнековая наливка	В трубах, ниже труб Выступы, шнековая наливка	Ниже труб Выступы	Ниже труб Выступы
тип керноудерживающего элемента	Шнековая наливка	Шнековая наливка	Выступы	Выступы
частота вращения инструмента, об/мин	5	5—14	5	5
начальная осевая нагрузка, атм (кН)	40—60(20—30)	40—60(20—30)	60—80(30—40)	90—100(50)
емп увеличения нагрузки в течение рейса, м/0,1 м (кН/0,1м)	10(5)	10(5)	10(5)	10(5)
длина рейса, м	1,0	1,0	0,8	0,8
тип вооружения башмака обсадных труб	Перфораторные	Коронки КДП-32 с баровыми резами или только с баровыми резами		
частота вращения обсадных труб, об/мин	5	5	5	5
осевая нагрузка на колонну обсадных труб, атм (Н)	80—100(40—50)	80—100(40—50)	80—100(40—50)	80—100(40—50)

щать модернизированную буровую установку УБСР-25-2М.

Модернизированная буровая установка УБСР-25-2М (рис. 2) предназначена для бурения скважин диаметром 400—660 мм в талых и мерзлых рыхлых отложениях глубиной до 25 метров при проведении разведочных работ на россыпных месторождениях золота, алмазов и других полезных ископаемых. Установка может быть использована при инженерно-геологических изысканиях, бурении на воду, стройматериалы. Она смонтирована на базе трактора ТТ-4. Основные отличия созданной установки от базовой УБСР-25М заключаются в следующем:

увеличены крутящий момент на роторе до 60 кНм вместо 50 кНм и верхнее значение частоты вращения до 40 об/мин, что значительно расширяет область ее применения и технологические возможности;

для повышения надежности и упрощения управления, лебедка развернута на 90° и смещена к мачте установки, при этом ее грузоподъемность увеличена более чем в 1,5 раза и составляет 50 кН. Это было вызвано переходом на бурильные трубы новой конструкции (аналогичные применяемым на буровой установке УБМ-20А), которые позволяют использовать породоразрушающий инструмент для бурения мерзлоты — пневмоударные и пневмошарошечные буры;

увеличена грузоподъемность и высота мачты, соответственно 100 кН вместо 65 кН и 11 м вместо 9,3 м. Это дает возможность повысить массу и длину применяемого инструмента;

изменена конструкция ротора, который обеспечивает механизацию процесса его соединения с колонной бурильных труб;

усилено соединение колонны обсадных труб за счет введения третьего крепежного элемента;

для механизации вспомогательных операций установка оснащена дополнительной укосиной, подсвечником для укладки бурильных труб, гидравлическим трубодержателем для колонны обсадных труб, дополнительными гидродомкратами, смонтированными на переднем шасси перед кабиной установки, и подвижной рабочей площадкой.

Стоит отметить, что унификация УБСР-25-2М с УБМ-20А

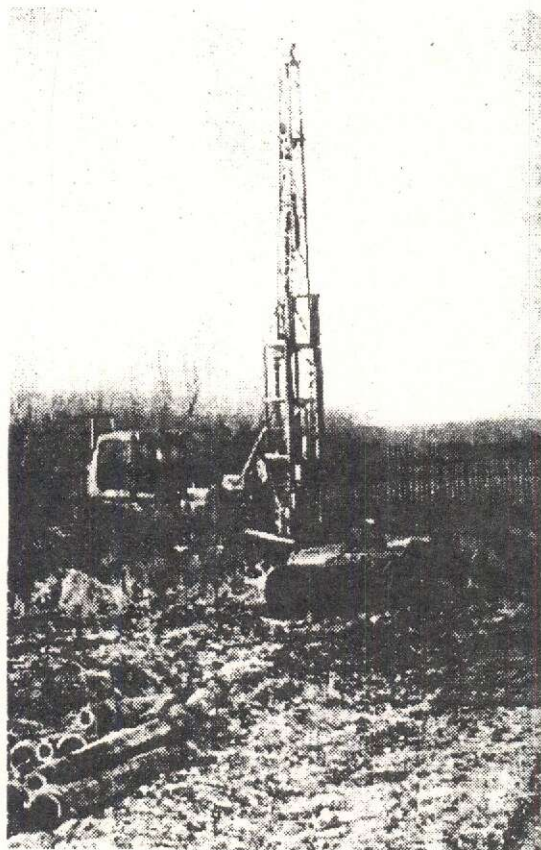


Рис. 2. Модернизированная буровая установка УБСР-25-2М.

ротора, высота мачты, наличие свечеукладчика, применение однотипных бурильных труб позволяет изготавливать установку, которая может сооружать скважины как в талых, так и мерзлых породах при ее комплектации соответствующим породоразрушающим инструментом и технологическим оборудованием. Комплект породоразрушающего инструмента установки УБСР-25-2М, предъявленный на приемочные испытания, включал в себя инструмент для бурения талых отложений: колонковый вакуумный, ковшовые, ковшово-шарошечный буры, грейфер и долото. За время приемочных испытаний было пробурено две скважины, в том числе одна до проектной глубины 25 метров. Средняя категория пород в районе работ составила 4,8 по шкале буримости на россыпных месторождениях. Бурение велось инструментом, предъявленным на приемочные испытания. В табл. 4 приведены усредненные технико-технологиче-

4. Техничко-технологические показатели бурения установкой УБСР-25-2М

Показатели	Значения
Объем бурения, м	43,0
Средняя проходка за рейс, м	1,0
Затрачено времени, ч	69,0
в том числе:	
чистое бурение	26,4
вспомогательные операции	39,9
монтаж-демонтаж-перевозка	2,7
Средняя механическая скорость бурения, м/ч	2,12*
Техническая скорость бурения, м/станко-смену	5,03*
Цикловая скорость бурения, м/станко-смену	4,62

* Значения получены с учетом бурения ударно-захватным способом.

Таким образом, проведенные НИР и ОКР позволили создать модернизированную буровую установку УБСР-25-2М и комплект нового породоразрушающего инструмента различного диаметра.

Выполненные работы показали:

созданный опытный образец буровой установки УБСР-25-2М по своим технико-технологическим и качественным показателям, по механизации технологических и вспомогательных процессов соответствует лучшим мировым образцам и превосходит установку УБСР-25М по производительности в 1,5 раза;

включение в комплект инструмента буровых снарядов для проходки талых и мерзлых отложений позволяет получить универсальную буровую установку, способную решить проблему поисково-оценочных работ на россыпях с высоким качеством опробования;

включение в комплект поставки (по желанию заказчика) инструмента диаметром 400 мм позволит расширить область применения установки УБСР-25-2М и вовлечь в отработку глубокозалегающие россыпные месторождения до 40 м при значительном росте производительности труда;

увеличение глубины бурения открывает возможность разработки способов отбора горной массы из золотоносного пласта при большом опробовании методом скважинной гидродобычи, а также снижение затрат на разведочно-оценочные работы за счет сопутствующей добычи этим же методом и вовлечения в эксплуатацию месторождений, не подлежащих отработке традиционными способами при снижении загрязнения и нарушения земной поверхности и затрат на рекультивацию, что особенно актуально при новых способах хозяйствования и недропользования.

Alekseyev V. N., Oryev V. A.

УБСР-25-2М DRILL RIG AND NEW DRILLING TOOLS FOR PLACER DRILLING

New rock-desintegrating instruments and special-purpose equipment — a multipurpose core drill and an updated УБСР-25-2М drill rig — are described. A new technology of large-diameter drilling in prospecting and evaluation activities at placer deposits using this instrumentation is displayed and its performance characteristics along with the economic effect achieved are set forth.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



УДК 553.411.491

© А. Ф. Коробейников, А. Я. Пшеничкин, Ю. Е. Зыков, 1995

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ОТВАЛОВ ПОРОД, УБОГИХ ЗОЛОТЫХ РУД, ХВОСТОВ ОБОГАЩЕНИЯ БОКО-ВАСИЛЬЕВСКОГО, АКЖАЛЬСКОГО И БАКЫРЧИКСКОГО ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ, А. Я. ПШЕНИЧКИН, Ю. Е. ЗЫКОВ (Томский политехнический университет)

Проведено геохимическое опробование на золото и платиновые металлы отвалов некондиционных золотых руд, вмещающих пород Боко-Васильевского и Акжальского золоторудных месторождений и хвостов обогащения вкрапленных руд на Акжальской обогатительной фабрике. Разработаны методы подготовки, разложения и инверсионно-вольтамперометрического анализа проб различных типов углеродистых пород, упорных углеродисто-мышьяковых руд, околорудных метасоматитов, хвостов обогащения руд. Установлены повышенные содержания золота, платины, палладия, иридия, осмия, родия на отдельных отвалах некондиционных руд, боковых пород и хвостов обогащения руд.

На отдельных участках (Боко-Васильевском, Акжальском, Баладжальском, Бакырчицком, Костобе-Эспинском) золоторудных полей Западной Калбы выявлена высокая платиноносность [2, 3]. Этот факт установлен на основании теоретических представлений А.Ф.Коробейникова о формировании комплексных месторождений благородных металлов среди черносланцевых толщ терригенно-вулканогенных формаций и при использовании методики инверсионно-вольтамперометрического определения платиновых металлов в природном веществе, разработанной Н.А.Колпаковой [1].

Комплексные золото-платиноидные проявления сформировались в черносланцевых толщах герцинских складчатых структур благодаря совмещению в отдельных зонах земной коры (в том числе и в офиолитовых поясах) разновозрастных последовательных процессов седиментации, дислокации, метаморфизма, магматизма и метасоматизма на фронте длительно развивавшихся мантийно-коровых палеоциклиров

Среди продуктивной минерализации в углеродистых толщах складчатых структур Чарского офиолитового пояса обособились две группы метасоматитов и руд: 1) золото-кварцево-платиноидно-березитовая и 2) золото-платиноидно-сульфидно-лиственитовая, образующие единые рудно-метасоматические колонны в зонах разломов и дислокаций. Эти колонны возникали на участках активного проявления глубинного диапиризма — разуплотнения мантийно-корового вещества, магматизма, метасоматизма под воздействием глубинных флюидных потоков.

Все это послужило основанием для постановки в 1992 г. исследований по выявлению платиноносности отвалов убогих золотых руд, боковых пород и хвостов обогащения различных типов руд в пределах действующих горно-рудных предприятий Западной Калбы. В Боко-Васильевском рудном поле опробованию были подвергнуты отвалы эксплуатационной шахты № 4 и разведочно-эксплуатационной шахты (РЭШ) отвалы некондиционных руд

ных шурфов на участках Васильевском и Колорадо, а также отстойники эфелей (хвостов переработки руд) Акжалской обогатительной фабрики. Опробование трех отвалов эксплуатационной шахты № 4 и РЭШ проведено по сети 40 x 40 м методом вычерпывания. Каждая проба состояла из шестнадцати частных проб, отобранных из закопшек глубиной 20 см по сети 10 x 10 м. Вес частной пробы составлял 1—1,2 кг, а суммарной пробы — 16—20 кг. Отвалы четырех глубоких шурфов, двух отстойников участков Васильевского, Колорадо и шахт Центральной, Павловской, Ново-Садыковской, карьера зоны Фунтовой, глубокого шурфа № 05 рудного поля Акжал опробованы аналогичным способом. Опробование хвостов обогащения различных типов руд Акжалской обогатительной фабрики выполнено двумя способами. Первая группа проб отбиралась из законсервированного и действовавшего отвала — хвостохранилищ. Пробы отбирались с площадок 40 x 40 м методом вычерпывания по 5 закопшкам, расположенным по способу конверта. Глубина закопшек составляла 0,5 м. Каждая частная проба представляла собой борозду по стенке закопушки; вес ее был равен 2,5—3 кг, а суммарной пробы — 13—15 кг. Вторая группа проб отбиралась непосредственно на обогатительной фабрике в два приема: первая партия включала четыре частные пробы, которые были взяты в июле 1992 г., а вторая (четыре частные пробы) — в августе 1992 г. Частные пробы включали исходную руду, гравиконцентрат, флотоконцентрат, хвосты обогащения.

Все пробы были издроблены и отквартрованы в лаборатории ТПУ. Анализы на золото пробирным методом выполнены в химлаборатории Алтайской ГРЭ, а на платиновые металлы — в Геолого-аналитическом центре «Золото-платина» ТПУ.

Методика инверсионно-вольтамперометрического определения платиновых металлов позволяет проводить анализ благородных металлов в минералах, породах, фиксируя не только компонентный, но и фазовый состав образца. Этот метод позволяет определять содержания платиновых элементов от 2 до 10^{-8} % из навески в 1—10 г. В качестве рабочих электродов использо-

электроды, работающие в режиме «in situ». Для оценки компонентного и фазового состава минералов применялся угольно-пастовый электрод, модифицированный силиконовым маслом. Особенности анализов рассмотрены в предыдущих публикациях [1, 3].

Герхимическому исследованию на платиновые металлы было подвергнуто 56 групповых проб, в которых выполнено 150 определений платины, палладия, осмия, иридия, родия, рутения. Результаты анализов сведены в таблицу и использованы на рис. 1—3. Из 56 проанализированных проб в 23-х выявлено повышенное содержание платиновых металлов от 0,965 до 7,5 г/т. Рассмотрим подробнее распределение благородных металлов в отдельных отвалах и хвостах обогащения руд изученных месторождений.

На Бoko-Васильевском золоторудном поле (см. таблицу, рис. 1) повышенными концентрациями платиновых металлов от 0,36 до 7,2 г/т характеризуются породы отвала глубокого шурфа участка Колорадо. Здесь широко представлены серпентиниты, листвениты, андезито-базальты, карбонатные породы, углеродистые сланцы в отобранных пробах с содержаниями платины от 0,55 до 1,83 г/т (в четырех пробах); палладия до 0,36 г/т (в одной пробе); иридия от 1,05 до 3,8 г/т (в трех пробах); осмия от 0,124 до 1,99 г/т (в трех пробах); родия от 1,98 до 7,2 г/т (в двух пробах). В убогих пирит-арсенопиритовых вкрапленных рудах в углеродистых алевролитах Васильевского золоторудного месторождения определено в одной пробе 2 г/т иридия (см. таблицу). На плане изоконцентрат платины, палладия, золота, составленном по отвалу № 5 шахты № 4 Васильевского месторождения (см. рис. 1), максимальные содержания платины установлены в средней части отвала. Полоса пород с повышенной концентрацией платины ориентирована в ЮЗ—СВ направлении вдоль длинной оси отвала. Ширина обогащенной полосы — 20—35 м при длине 80 м. Концентрация платины в породах составляет 1,56 г/т. Содержания палладия в данном отвале всего 3—14 мг/т, т.е. не выходят за пределы фоновых значений. Концентрация осмия в породах отвала не превышает 0,009—0,012 г/т. Максимальные содержа-

Распределение платиновых металлов (мг/т) в горных породах и золотых рудах отвалов Акжал—Боко-Васильевского рудных полей Западной Калбы

Название породы	Место отбора проб	Pd	Pt	Ir	Os	Rh	Au, г/т
Боко-Васильевское рудное поле							
Серпентинит	Участок жилы Аульной	2,4		280	0,2		
	Участок Колорадо:	13,9		3800	0,2		
	Скв. 503, гл. 191 м	0,2			0,5	1980	
	Скв. 587, гл. 76 м	360		1050	124		
	Скв. 589, гл. 176 м	0,2			0,2	7200	
	Скв. 607, гл. 67 м	0,3			0,2	20	
	Скв. 611	0,9			0,2	20	
Лиственит с сульфидами	Скв. 723, гл. 487 м	5,3			0,2	20	
Лиственит с фукситом	Скв. 723, гл. 500 м	8,5			0,2	20	
	Скв. 738, гл. 380 м	5,7			0,2	20	
	Скв. 738, гл. 480 м	19,0			0,2	20	
	Скв. 828, гл. 417 м	0,2			0,2	20	
Серпентинит	Участок Боко	2,6			1991		
	Отвал глубокого шурфа Колорадо	5,0	290		0,3		0,7
Лиственит	Отвал глубокого шурфа Колорадо	6,6	257		0,2		0,6
Смесь пород	Отвал шахты № 4 Васильевского месторождения*	3,0	460		0,1		1,1
		12,0	163		0,2		0,6
		11,0	1670		0,2		0,8
		6,0	772		0,2		1,8
		14,0	1830				1,2
		4,2	463		0,2		1,1
	Отвал шахты № 4 и РЭШ Васильевского месторождения*	8,3	1310		0,2		0,5
		62,0	551				0,8
					1,9		0,8
			193		0,1		0,8
			558		0,3		0,8
	Отвал шахты РЭШ Васильевского месторождения*		163				0,2
			193		0,1		0,3
		1500		0,1		0,5	
	77,2		0,1		0,4		
Серпентинит	Участок Колорадо		283		3,5		
Акжалское рудное поле							
Вкрапленные пирит-арсенипиритовые руды в сланцах		3,0		2000	0,5		
Кварц-сульфидная руда	Зона Фунтовая	0,2		1270	0,2		

Название породы	Место отбора проб	Pd	Pt	Ir	Os	Rh	Au, г/т
Серпентинит	Кварцитовая сопка	6,7		20	71,6		
Прожилково-вкрапленные руды	Шахта Центральная		1950		18,0		
			1500				
			3750				
Кварц-сульфидные руды	Шахта Центральная		176и724		290		
Роговики и березиты	Зона Евгеньевская		675		0,1		1,0
Смесь пород	Отвал зоны Фунтовой*		770		0,5		0,6
			772		0,3		0,1
			729		0,7		
			772		0,7		0,5
	Отвал зон Павловской и Ново-Садыковской*		983		7,8		3,2
	Отвал Шахты Центральной*		2300		0,5		0,7
	Старое хвостохранилище Акжальской фабрики*	25,0	580		0,3		1,7
	Новое хвостохранилище Акжальской фабрики*	8,0			0,3		2,2
Центральная часть хвостохранилища*	15,0	649		0,3		1,1	
Западная часть хвостохранилища*	2,4	490		0,3		1,1	
Исходная вкрапленная руда	Акжальская фабрика (Ба-кырчик)		989и512		15,9и13,8		6,2
Хвосты обогащения			4570		10,2		
Гравиконцентрат			400и58		4,7и21,4		
Флотоконцентрат			2480		27,2		
Исходная вкрапленная руда		150	210и449		0,2и3,7		6,2
Гравиконцентрат		500	1290		0,1		
		400	173		4,1		
Флотоконцентрат		30	2700		7,2		
			659		3,8		
Хвосты обогащения			334		0,2		
		965		2,1			

* Пробы из отвалов представляли собой смесь серпентинитов, лиственитов, углеродистых сланцев, песчаников, порфиритов в различных пропорциях.

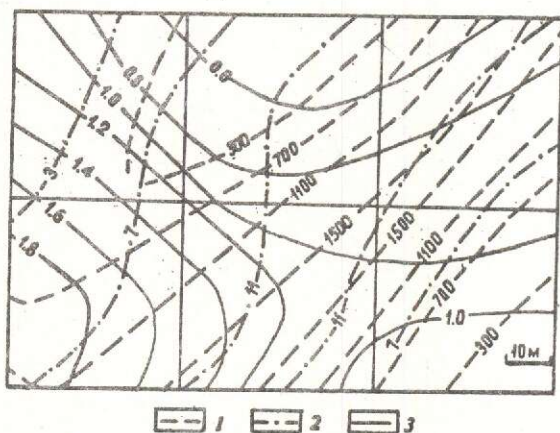


Рис. 1. Изоконцентраты платины, палладия, золота в отвале № 5 шахты № 4 Васильевского месторождения:

1 — платина, 2 — палладий, 3 — золото

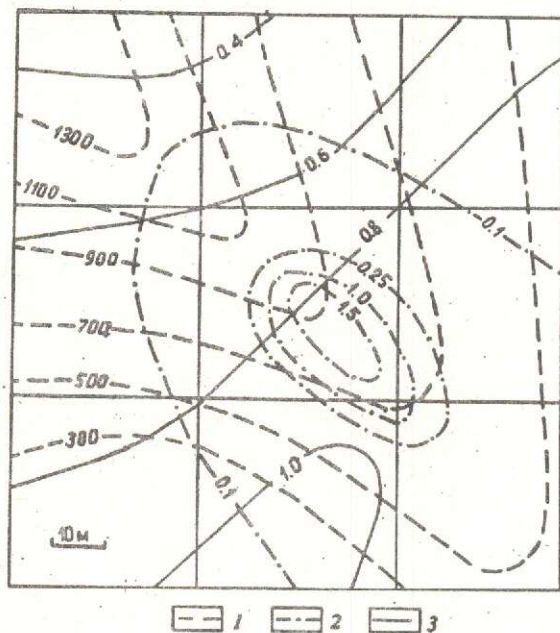


Рис. 2. Изоконцентраты платины, осмия, золота в отвале № 6 разведочно-эксплуатационной шахты (РЭШ) и шахты № 4 Васильевского месторождения:

1 — платина, 2 — осмий, 3 — золото

родах юго-западной четверти площади отвала, но повышенные его количества от 0,6 до 1,8 г/т выявлены в породах всего отвала, при среднем содержании 1,1 г/т.

Для пород отвала № 6 РЭШ и эксплуатационной шахты № 4 Васильевского месторождения выявлены такие особенности в распре-

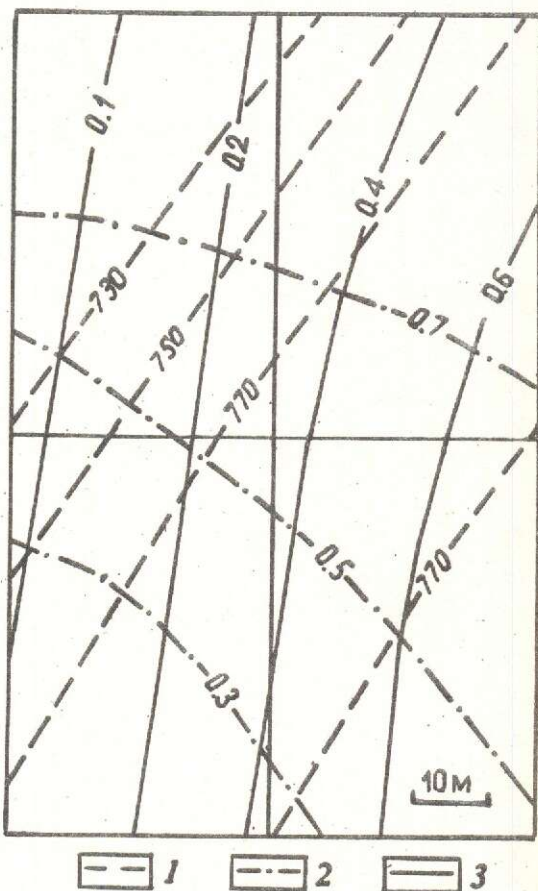


Рис. 3. Изоконцентраты платины, осмия, золота в отвале шахт Центральной по зонам Павловской, Ново-Садьковской Акжальского месторождения:

1 — платина, 2 — осмий, 3 — золото

рис. 2). Содержания платины в породах составили от 0,19 до 1,31 г/т, при этом максимальные ее концентрации локализованы в северо-западной четверти поверхности отвала. Распределение осмия в данном отвале также неравномерное — от 0,09 до 0,24 мг/т, что на порядок ниже фонового его содержания в аналогичных породах других регионов. Содержание золота в породах отвала колеблется от 0,5 до 1 г/т, при среднем значении 0,74 г/т для всего отвала пород.

В породах отвала № 7 РЭШ содержания платины, осмия и золота характеризуются такими цифрами: концентрации платины составляют от 0,16 до 1,5 г/т, осмия — от 0,01 до 0,03 мг/т, золота — от 0,5 до 1,5 г/т.

осмия в породах данного отвала составили всего 0,1 мг/т, а золота — от 0,2 до 0,5 г/т, при среднем значении 0,35.

В Акжалском золоторудном поле породы отвала зон Павловской и Ново-Садыковской несут 0,98 г/т платины, а отвалы эксплуатационной шахты Центральной — 2,3 г/т этого элемента (см. рис. 3).

В породах отвала карьера зоны Фунтовой содержания платины составляют от 0,73 до 0,77 г/т, золота от 0,1 до 0,6 г/т, а осмия от 0,3 до 0,7 мг/т, при средних значениях для платины и золота 0,48 и 0,33 г/т соответственно. Кроме того, в кварц-сульфидных жильных рудах зоны Фунтовой обнаружено в одной пробе 1,27 г/т иридия, а в другой пробе — 0,73 г/т платины и 0,29 г/т осмия.

Образования стоков хвостохранилища Акжалской обогатительной фабрики в двух пробах из вкрапленных руд Бақырчыкского месторождения показали 0,58 и 1,12 г/т платины.

Следовательно, в отвалах некондиционных руд, вмещающих пород и в хвостах обогащения руд Бoko-Васильевского, Акжалского, Бақырчыкского золоторудных полей находятся участки с повышенными

количествами золота и платиновых металлов, вплоть до промышленно интересных: от 0,3 до 7,2 г/т платины, палладия, иридия, родия и 0,4—3 г/т золота. Тем самым подтверждается необходимость дальнейшего систематического геохимического изучения и промышленного освоения отвалов пород и убогих руд в пределах золоторудных полей в черносланцевых толщах офиолитов и вулканических поясов многих регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колпакова Н.А., Шифрис Б.С., Швец Л.А., Кропоткина С.В. Определение платиновых металлов и золота методом инверсионной вольтамперометрии // Журнал аналитической химии. 1991. Т. 46. Вып. 10. С. 1910—1913.
2. Коробейников А.Ф. Новый тип золото-платиноидных месторождений в черносланцевых толщах офиолитового пояса Северо-Восточного Казахстана. — Томск: Политехнический институт. Деп. в ВИНИТИ 19.03.91. № 1187 В-91, 1991.
3. Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А. Особенности распределения платиновых металлов в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Геохимия. 1992. № 6. С. 834—845.

Korobeynikov A. I., Pshenichkin A. Ya., Zykov Yu. Ye.

PLATINUM CONTENT IN ROCK HEAPS, LOW-GRADE GOLD ORES AND TAILINGS OF THE BOKO-VASILYEVSKOYE, AKZHALSKOYE AND BAKYRCHIKSKOYE GOLD ORE FIELDS, ZAPADNAYA KALBA

Heaps of low-grade gold ores, host rocks of the Boko-Vasilyevskoye and Akzhalskoye gold ore deposits and impregnated ore dressing tailings of the Akzhalskaya concentrating mill have been subjected to geochemical sampling for gold and platinum group metals. Special-purpose techniques have been elaborated for preparation, decomposition and inversion-voltammetric analysis of samples of different-type carbonaceous rocks, rebellious carbonaceous-arsenic ores, ore-enclosing metasomatites, ore dressing tailings. Elevated Au, Pt, Pd, Ir, Os, Rh contents are noted in cases in low-grade ore heaps, wall rocks and ore dressing tailings.



В марте 1995 года исполнилось 60 лет ЦНИГРИ. Юбилею института был посвящен ряд мероприятий.

27—31 марта 1995 г. были проведены юбилейные научные чтения, в которых приняли участие 530 человек, из них около 200 — гости. На четырех пленарных заседаниях было заслушано 15 докладов. Материалы по ним опубликованы в специальных выпусках журналов «Руды и металлы» № 2/1995 и «Отечественная геология» № 2/1995. В докладах рассмотрены состояние золотодобычи в России — столетняя ретроспектива и перспективы; система моделей месторождений цветных и благородных металлов; принципы классификации золоторудных месторождений; прогнозно-поисковые системы для месторождений алмазов; перспективы золотоносности Восточно-Европейской платформы; мониторинг минерально-сырьевой базы — благородные и цветные металлы; новые и перспективные типы золоторудных месторождений. Обсуждены состояние и перспективы развития радиогеоразведки, скважинной гидродобычи благородных металлов, технологических и аналитических исследований рудного и техногенного сырья. Показан вклад ЦНИГРИ в укрепление и развитие отечественной минерально-сырьевой базы коренного и россыпного золота, цветных металлов и алмазов, рассмотрены вопросы геологии, металлогении и ресурсов месторождений алмазов, благородных и цветных металлов, геологии и рудоносности Мирового океана, информационно-аналитических систем и геоэкологического мониторинга при недропользовании.

Секционные заседания проходили по семи направлениям:

- геология и ресурсы золоторудных месторождений;
- технология и аналитика руд и металлов;
- геология и ресурсы месторождений цветных металлов;
- геофизические методы исследований и поисков рудных месторождений;
- техника разведки и безопасности труда;
- геология и ресурсы экзогенных месторождений благородных металлов;
- геология и ресурсы алмазов.

Всего на секционных заседаниях заслушано 110 докладов. Материалы докладов будут опубликованы в журналах «Руды и металлы» и «Отечественная геология» в 1995 году.

В докладах участников чтений был продемонстрирован значительный вклад ЦНИГРИ в решение теоретических и прикладных задач прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, цветных и благородных металлов и рационального использования минерально-сырьевого потенциала указанных видов полезных ископаемых России.

К юбилею института были изданы: сводный доклад Ученого Совета ЦНИГРИ «Геология, металлогения и ресурсы месторождений алмазов, благородных и цветных металлов — вклад ЦНИГРИ»; «Научные труды ЦНИГРИ: библиография 1985—1995»; брошюра «Техника и технология геологоразведки. Вклад ЦНИГРИ»; книга Г.П.Воларовича «Наука — золоту. Ученые ЦНИГРИ и золото России»; «Онтогенезис самородного золота России» Р.А.Амосова, С.Л.Васина; специальные выпуски журналов «Руды и металлы» и «Отечественная геология»; «Лирика. Антология поэтического творчества сотрудников ЦНИГРИ».

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Минеральные ресурсы
Казахстана № 2, 1994 г.

Первые золотодобытчики, использующие бактерии

В переводной статье из австралийского журнала «Еженедельный обзор Бизнеса» рассказано о западно-австралийской бактериальной культуре, которая испытывается для использования в процессах окисления серы и богатой железом золотосодержащей руды месторождения Юанми. Бактерии заменяют традиционный дорогостоящий обжиг, не наносят вреда окружающей среде, т.к. освобождают металл из руды без выделения двуокиси серы. Они могут работать в сульфидной пульпе при высокой температуре (минимум 45°C) в жесткой и соленой воде. По сравнению с южно-африканской бактерией *T. ferrooxidans*, уже довольно широко применяющейся в мире для извлечения золота, ее австралийская родственница — «умеренно термофильная химико-разлагающая автотрофная культура, окисляющая железо и серу» — обладает рядом преимуществ, в частности, она эффективна при более высоких температурах и большем содержании солей в пульпе.

ЦНИГРИ совместно с ТулНИГП, ИНМИ, МИСис и др. разработана технология извлечения золота из золото-мышьяковых и полиметаллических концентратов (2—30 % мышьяка), включающая бактериальное окисление сульфидов с использованием безвредных для человека автотрофных бактерий, освобождение тонкодисперсного золота и последующее осаждение его из бактериальных растворов (Цветные металлы. 1992. № 4. С. 27—29).

Engineering and Mining
Journal, January, 1995

Опробование алмазосодержащих донных отложений (Trenching for Sea Bed Diamonds)

Оборудование для отбора крупнообъемных донных проб при поисках алмазов в Атлантике у берегов Южной Африки расположено на борту исследовательского судна «Геомастер». Шестидесятитонный механизм для отбора образцов оснащен двумя силовыми агрегатами для привода грязевого насоса и вращения режущего инструмента мощностью 300 и 430 кВт соответственно.

Спуск и подъем оборудования осуществляется при помощи копра высотой 23 м и двух лебедок грузоподъемностью по 36 т каждая через центральный колодец в корпусе судна. Для осуществления плавного касания дна предусмотрена амортизационная система. Устойчивость основания режущего инструмента на дне обеспечивается за счет четырех гидравлически управляемых опор.

На заданном участке алмазосодержащего пласта режущий инструмент разрушает породу, и получаемая проба перекачивается насосом в емкость на корабле через специальный пульпопроводный шланг диаметром 200 мм с производительностью 700 м³/ч. Технические возможности системы обеспечивают отбор материала в выработке глубиной до 10 м и площадью 2,8x1,2 метра.

Работы по опробованию алмазосодержащего пласта мощностью до 6 м, залегающего в крепких гравийных донных отложениях, проводились на глубине от 10 до 150 м. Отбираемый материал поднимался на борт корабля, где обрабатывался на грохоте с производительностью 150 т/ч и сепараторе с производительностью 10 т/ч. Далее полученный алмазный концентрат сортировался при помощи рентгеновских лучей.

Управление и контроль за отбором проб осуществляется с борта судна. Несомненным достоинством комплекса является то, что оборудование корабля позволяет обработать значительный участок с одной стоянки без подъема и опускания якоря.

В ЦНИГРИ для добычи золота и алмазов из подводных аллювиальных отложений создан мобильный комплекс с производительностью до 50 м³/ч и возможностью проведения работ на акваториях малоглубинных водоемов (от 0,5 до 10—15 м) (Отечественная геология. № 10. 1993).

Технический редактор Н.П.Кудрявцева

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

Сдано в набор
10.05.95 г.
Подписано в печать
23.05.95 г.
Тираж 300 экз.

Формат 185x270/8
Бумага офсетная № 1
Печать офсетная
Заказ 144

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**

БУРОВАЯ УСТАНОВКА УБСР-25-2М

Специализированная буровая установка УБСР-25-2М является модернизированным вариантом установки УБСР-25М.

Основные отличия новой установки заключаются в следующем:

– **увеличен крутящий момент** на роторе до 63 км вместо 50 км и верхнее значение частоты вращения до 40 об/мин, что расширяет область применения и технологические возможности установки;

– для повышения надежности и упрощения управления фрикционная лебедка заменена на планетарную. В связи с переходом на бурильные трубы новой конструкции **грузоподъемность лебедки увеличена более, чем в 1,5 раза** и составляет 50 кН;

– **увеличены грузоподъемность и высота мачты**, соответственно 100 кН вместо 65 и 11 м вместо 9. Это дает возможность повысить массу и длину применяемого инструмента;

– **изменена транспортная база и мощность привода**, что обеспечивает лучшую транспортабельность установки и возможность создания необходимого крутящего момента на роторе при креплении скважины обсадными трубами;

– **изменена конструкция ротора**, обеспечивающая механизацию процесса его соединения с колонной бурильных труб;

– для механизации вспомогательных операций установка **оснащена дополнительной поворотной укосиной, подсвечником для укладки бурильных труб, гидравлическим трободержателем, дополнительными гидродомкратами и подвижной рабочей площадкой.**

Для проходки валунно-галечных отложений и зачистки плотика россыпи **в комплект инструмента введен новый специальный породоразрушающий инструмент** – колонковые и ковшово-шарошечные буры кассетного типа.

Разработчик – ЦНИГРИ и ТулНИГП.

Заявки направлять ЦНИГРИ и ТулНИГП.

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



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПОИСКИ И РАЗДЕЛЕНИЕ НА ЧЕРНЫЕ И ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ ОБЪЕКТОВ В СВАЛКАХ И ЗАХОРОНЕНИЯХ

Методика основана на явлении возникновения вихревых токов в объектах с повышенной электропроводностью под действием возбуждающего переменного магнитного поля.

Методика включает измерения частотных характеристик квадратурной и синфазной составляющих вторичного магнитного поля двухпетлевой установкой.

Реализация методики позволяет обнаруживать и квалифицировать различные объекты промышленного и геологического происхождения по их электрическим и магнитным свойствам.

Результаты работ представляются в виде схем размещения выявленных объектов с указанием их электромагнитных свойств и условий залегания.

Методика апробирована при поисках цветных металлов в условиях сильного техногенного загрязнения местности.

Область использования включает крупномасштабные исследования в районах захоронений промышленных и бытовых отходов.

Вид реализации-инжиниринг.

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