

РУДЫ

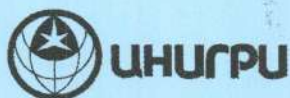
И

МЕТАЛЛЫ



3/1998

ISSN 0869-5997



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

АТЛАС КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ МИРА

Впервые в отечественной и зарубежной практике обобщен и систематизирован фактический материал по 50 кимберлитовым и лампроитовым трубкам мира, включая все отработанные и обрабатываемые месторождения, резервные трубки, непромышленные алмазоносные трубки, дана достаточно полная их характеристика, включающая геолого-геофизические, минералогические, петрографические, петрохимические данные и данные по алмазоносности.

Приведены обобщенные модели алмазоносных трубок Якутии, Архангельской области и Африки, предложена новая геолого-генетическая классификация месторождений для прогнозно-поисковых целей.

Атлас включает свыше 350 единиц графических материалов, сопровождается пояснительным текстом и является уникальной фактологической основой для разработки комплекса проблем, связанных с прогнозом, поиском, разведкой и геолого-экономической оценкой коренных месторождений алмазов.

Атлас предназначен для специалистов в этих областях, а также может быть использован в качестве учебного пособия.

По желанию потребителя атлас может быть поставлен как в графическом, так и компьютерном вариантах.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 315-27-56
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/1998

Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

Ручкин Т.В.

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

Учредитель

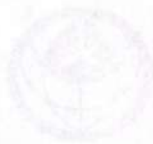
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

Международной Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1998



МЕТАЛЛЫ

3/1998

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

Сдано в набор
15.05.98
Подписано в печать
2.06.98
Тираж 350 экз.

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Фогельман Н.А. 5

Золоторудные формации различных рудно-энергетических систем

Столяренко В.В., Шашкин В.М. 10

Россыпеобразующий потенциал платиноносных дунитов по результатам изучения большеобъемных проб

Строение рудных месторождений

Виктер Б.Я. 17

Золоторудные месторождения в терригенных толщах Центрального Таджикистана

Карасева Г.Г., Некос В.В., Куйбида С.В., Шведов Г.И. 33

Молибден-порфировое месторождение Теплый Ключ 2 (Восточный Саян)

Кучеревский П.Г., Минькин К.М. 42

Перспективы золотоносности рифейских терригенных и терригенно-карбонатных комплексов Башкирского мегантиклинория

Комплексное использование минерального сырья

Кобцев Б.М. 48

Минеральный состав, внутреннее строение и возможный механизм образования железомарганцевых конкреций

Илупин И.П. 55

Особенности состава апатита из кимберлитов Якутии

Дискуссии

Худяков Б.П. 63

Условия локализации жильных месторождений урана в Рудных горах (Германия)

Applied Metallogeny

Fogelman N.A.

Gold ore assemblages related to different ore-energy systems

Stolyarenko V.V., Shashkin V.M.

Placer-forming potential of PGE-bearing dunites as estimated from the analysis of large-volume samples

Structure of Ore Deposits

Vikhter B.Ya.

Terrigene-hosted gold deposits in the Central Tadjikistan

Karaseva G.G., Nekos V.V., Kuibida S.V., Shvedov G.I.

The Teply Klyuch 2 porphyry Mo deposit, the Eastern Sayan

Kucherevsky P.G., Min'kin K.M.

Prospectivity of gold-bearing terrigenous and terrigene-carbonate Riphean complexes of the Bashkirian meganticlinorium

All-round Utilization of Mineral Products

Kobtsev B.M.

Mineral composition, internal structure and probable mechanism of formation of Fe-Mn nodules

Ilupin I.P.

Compositional peculiarities of apatite from Yakutian kimberlites

Discussions

Khudyakov B.P.

Localization and mode of origin of uranium-bearing lodes in the Erzbergen area, Germany

Рецензии

- ✓ *Старостин В.И.* 72
Перспективы экзогенной золотоносности и платиноносности России
- ✓ *Кременецкий А.А., Кудрявцев Ю.К.* 74
О книге "Металлогения андезитовидных вулcano-плутонических поясов"
- ✓ *Шевырев Л.Т.* 79
Гимн "прекрасному незнакомцу"
- Котляков В.М.* 82
О книге "История алмаза"

Поздравляем с юбилеем

- К восьмидесятипятилетию Н.А.Фогельман 84

Book reviews

- Starostin V.I.*
Prospective exogenic gold- and PGE-bearing areas in Russia
- Kremenetsky A.A., Kudryavtsev Yu.K.*
On the monograph "Metallogeny of andesitoid volcano-plutonic belts"
- Shevyrev L.T.*
A hymnus to the "Beautiful Stranger"
- Kotlyakov V.M.*
On the monograph "History of diamond"

Congratulations

- 85th anniversary N.A.Fogelman



ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ РУДНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Н.А.Фогельман (ЦНИГРИ МПР России)

На основе рудноформационного анализа обсуждены особенности механизма рудообразования, связь продуктивности с тектонической позицией оруденения, возможные источники золота и основные типы рудоконтролирующих структур, характерные для золото-кварцевых месторождений в складчатых терригенных комплексах, продуцируемых эндогенно-экзогенной рудно-энергетической системой.

Основной целью рудноформационного анализа является выделение групп месторождений со взаимосвязанными особенностями минерального состава и геологическими обстановками нахождения и формирования, а также обоснование этих взаимосвязей путем моделирования процесса рудообразования, протекающего в условиях различных стадий развития структурно-металлогенических зон. Четкое определение формационной принадлежности золоторудных месторождений, характеризующихся наибольшим разнообразием геологических обстановок, значительно затруднено прежде всего терминологически, поскольку месторождения со сходными минеральными комплексами, определяющими наименование формаций, образуются в ходе развития той или иной рудно-энергетической системы и принадлежат к различным формационным семействам. Так, для золото-сульфидной формации Б.Я.Вихтером [1] выделяется 6 дискретных групп месторождений, характеризующихся различными геологическими обстановками.

Столь же велико разнообразие геологических условий нахождения среднеглубинных (мезотермальных) месторождений, представленных кварцевыми жилами и штокверками с большим или меньшим содержанием сульфидов, относимых к золо-

то-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой или золото-кварц-сульфидной формациям. Указанные наименования, по существу, не содержат в себе необходимой для рудноформационного анализа информации о геологических условиях нахождения и формирования месторождений. Поэтому совершенно условным является их закрепление за определенными формационными единицами. Это в полной мере относится и к предложенной нами систематике [6]. В то же время в этой систематике показана принадлежность золото-кварцевого оруденения с большим или меньшим содержанием сульфидов к рудным комплексам, продуцируемым различными рудно-энергетическими системами и резко отличающимися по соответствующим этим системам геолого-генетическим моделям рудообразования [7]. Кроме того, наряду с различными семействами собственно золоторудных формаций, золото-кварцевое оруденение, как известно, сопутствует как особый минеральный тип или «квазиформация» [4] месторождениям других формаций, имея с ними тесную пространственную и генетическую связь.

Главнейшими факторами, которые могут служить основой для отнесения того или иного золото-кварцевого оруденения к определенному формационному типу (семейству), являются:

приуроченность к определенным типам и стадиям развития золотоносных металлогенических зон;

степень участия в рудообразовании экзогенных и эндогенных процессов;

предполагаемые источники рудного вещества;

типы рудоконтролирующих структур и продуктивных геологических формаций, составляющих рудоносные структурно-вещественные парагенезисы;

соответствующие данному типу геолого-генетические модели рудообразования;

соотношения с другими золоторудными формациями, а также с рудными формациями других металлов.

Сложностью этих соотношений, а также максимальным разнообразием геолого-генетических моделей рудообразования характеризуются золото-кварцевые месторождения, приуроченные к складчатым терригенным комплексам, продуцируемым экзогенно-эндогенной рудно-энергетической системой. Свойственное этой системе попеременное участие в рудообразовании экзогенных и эндогенных процессов осуществляется в условиях сменяющихся эндогенных режимов земной коры — от позднегеосинклинального до позднеорогенного. Экзогенные факторы обуславливают накопление в рудоносных терригенных формациях седиментогенного рассеянного золота. Однако уже и в этом накоплении могут участвовать и эндогенные процессы в виде поступающих в терригенный бассейн вулканических эксгальций.

Под воздействием более поздних энергетических импульсов в терригенных толщах, подвергшихся диагенезу и катагенезу, возникает процесс регенерационного перераспределения рассеянного золота, приводящий к образованию его промышленных концентраций. Источниками энергии, вызывающими процессы регенерационного рудообразования, могут быть проявления орогенного магматизма, главным образом в виде малых интрузий. Связь с ними оруденения обычно трактуется как парагенетическая, что не всегда оправдано, поскольку под парагенетической связью подразумевается общность источников. В данном случае это не обязательно, поскольку значи-

тельная часть оруденения образуется в процессе, описываемом элизионно-катагенетической моделью, практически без участия эндогенных процессов (за исключением геотермического градиента). Эта модель, детально разработанная В.Н.Холодовым для месторождений цветных металлов, для золота была впервые разработана Н.К.Курбановым на примере Кызылкумской золотоносной провинции [3].

Формирование месторождений в терригенных толщах на различных этапах становления экзогенно-эндогенной рудно-энергетической системы может быть с различной степенью адекватности описано хемогенно-осадочной, вулканогенно-эксгальционной, инфильтрационной, метаморфогенно-метасоматической моделями. Характерной особенностью месторождений рассматриваемой группы является их приуроченность к складчатым комплексам, сформировавшимся на месте терригенных бассейнов элизионного типа. В соответствии с упомянутыми разработками В.Н.Холодова, формирование стратиформных месторождений в терригенных толщах обусловлено взаимодействием металлоносных растворов экзогенного происхождения с различными восстановителями, в первую очередь с черносланцевыми формациями. Восстановительный характер растворов усиливается с повышением температуры и давления в глубокопогруженных частях элизионных бассейнов. В пределах последних в связи с большой скоростью погружения каждый последующий пласт перекрывает предыдущий. Поэтому выходы проницаемых пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют, то есть создается закрытая система, в которой возникает избыточное давление. Глинистые слои, насыщенные рассеянным органическим веществом (ОВ) и разнообразными газами, по мере погружения сжимаются и отдают газодонные растворы в жесткие пласты-коллекторы и в дренирующие трещины. При погружении в зону катагенеза усиливается отжимание воды из глинистых слоев за счет трансформации глинистых минералов. В особенности это касается монтмориллонитовых глин, которые при повышении температур подвергаются гидрослюдизации, сопровождающейся дополнительным вы-

делением воды. Преобразование рассеянного ОВ также приводит к выделению воды, составляющей до 12 % от общей массы органики. При повышении внутреннего давления поровая система способна сбрасывать избыток газонасыщенных растворов и затем снова закрываться. Многократное повторение этих преобразований приводит к возникновению элизионного процесса.

Весьма важным геологическим следствием разуплотнения, возникающего при гидрослюдизации монтмориллонита, является напряженная дисгармоничная складчатость с образованием надвигов, межпластовых срывов, горизонтов с включениями в глинистых слоях обломков песчаников и алевролитов. Все эти деформации возникают в еще не литифицированных слоях, из которых обломочный материал может выжиматься по ослабленным зонам, образуя кластические дайки и грязевые вулканы. При увеличении давления и температуры (в связи с погружением слоев на большие глубины) поровые рассолы превращаются в гидротермальные растворы, способные выщелачивать из осадков рассеянное золото. Вступает в действие регенерационное рудообразование, чему способствуют различные энергетические импульсы, связанные с метаморфизмом, палингенным гранитообразованием, внедрением малых интрузий и даек. Наряду с этим, а иногда и при отсутствии воздействия упомянутых эндогенных сил, большое значение может иметь энергия, связанная с развитием в терригенных толщах бескорневой автономной складчатости. Механизм формирования складчатости этого типа Б.В. Григорьянц [2] вслед за В.Н. Шолпо [8] связывает с «избыточной длиной» глинистых слоев, разбухающих при гидрослюдизации монтмориллонита. Данный процесс может служить одним из важнейших факторов сингенетично-эпигенетичного рудообразования, обусловленного развитием элизионного механизма. Данные В.Н. Холодова о том, что гидрослюдизация монтмориллонитовых глин сопровождается выделением не только воды, но и избытка кремниевой кислоты, проливают свет на происхождение малосульфидной кварцево-жильной минерализации «альпийского» типа в складчатых терригенных комплексах. Образованию этих

жил, рассеянных на обширных территориях, иногда сопутствует отложение в них свободного золота, часто крупного, характерного для богатейших районов россыпной золотоносности.

При анализе тектонической позиции описываемого типа золото-кварцевого оруденения важно подчеркнуть максимальную продуктивность осадочных бассейнов, расположенных в зонах синхронного рифтогенеза [9], с которым связано поступление в бассейн в процессе его погружения глубинных (мантийных) гидротерм. Об этом свидетельствует тесная ассоциация оруденения данного типа с родственной ему золото-мышьяковисто-сульфидной («черносланцевой») формацией, несущей четкие признаки участия в ее образовании глубинного базит-гипербазитового магматизма. Это проявляется в геохимическом спектре золото-сульфидных руд, содержащих примеси меди, никеля, кобальта и платины.

Соотношения между двумя главными золоторудными формациями золото-углеродистого семейства показывают, что вкрапленные золото-сульфидные руды являются одним из источников золота для формирующегося несколько позже, нередко на том же рудном поле, золото-кварцевого оруденения, которое может рассматриваться как конечный продукт регенерационного рудообразования.

Таким образом, предположительно устанавливается тройственный характер источников золота в кварце: экзогенный — для сингенетично рассеянного золота в терригенных комплексах, глубинный и промежуточный — для золото-сульфидных минеральных ассоциаций. В определенной зависимости от преобладания того или иного типа источников, по-видимому, находится разделение описываемой золото-кварцевой формации на два подтипа, отличающихся как по характеру минерализации, так и по особенностям продуктивности. Первый подтип, наиболее ярким представителем которого является месторождение Советское, геохимически наиболее близок к оруденению золото-мышьяковисто-сульфидной формации постоянным присутствием мышьяка и вольфрама. В составе минерализации этого подтипа выделяется три

продуктивных комплекса. К первому из них относится золото-шеелит-карбонат-пиритовая ассоциация. В пирите в качестве элементов-примесей присутствуют кобальт, никель, медь, серебро. Проба золота 935—960. В составе второго продуктивного комплекса присутствует золото-пиритовая ассоциация, в которой пирит по составу примесей мало отличается от пирита раннего. Третий продуктивный комплекс по распространенности в рудных телах значительно уступает двум первым, но является более высокозолотоносным. К нему относится золото-теллуридно-полиметаллическая ассоциация, содержащая эмульсионную вкрапленность золота в сульфидах. Проба золота 750—770. Особенностью вещественного состава месторождений золото-кварцевой формации является присутствие в кварцевых жилах альбита и карбонатов. Сульфиды разделяются на ранние — докварцевые или близкие к кварцу — и поздние. Золото отлагается в конце рудного процесса в ассоциации с сульфидами, реже с теллуридами.

Минерализация второго подтипа, выделяющаяся нами ранее в особую золото-(сурьмяно)-кварцевую «квазиформацию», спорадически сопутствует прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации, нередко совмещаясь с ней на одном рудном поле, но образует также и самостоятельные мелкие месторождения малосульфидных кварцевых руд. По составу этот тип минерализации близок к малосульфидной первого подтипа и, как правило, поэтому объединяется с ней в одну золото-кварцевую формацию и относится к единому геолого-промышленному типу. Однако эти два формационных подтипа различаются прежде всего по характеру их продуктивности, в связи с чем разработка критериев их отличия является одной из назревших задач рудноформационного анализа. Помимо еще более бедной полисульфидной минерализации, а чаще при ее полном отсутствии, эти кварцевые руды постоянно содержат антимонит в составе продуктивной ассоциации. Последняя в отдельных случаях слагает почти сплошные массивные залежи (сарылахский тип). В целом же при совмещении с золото-сульфидной прожилково-вкрапленной минера-

лизацией кварцевые руды описываемой субформации не только не обогащают их золотом, но иногда даже приводят к разубоживанию рудных зон. В отличие от вышеописанных подтипов, такая золото-кварцевая минерализация не дает крупных промышленных скоплений. Она присутствует в мелких жилах, рассредоточенных на больших площадях, где они служат источником питания богатых россыпей крупнейших золотоносных провинций, таких как Ленская, Северо-Енисейская и Яно-Колымская. В последней из них такая минерализация помимо мелких жил в терригенных толщах нередко встречается в кварцевых штокверках в дайках, пересекающих эти золотоносные формации. Штокверки, по-видимому, образуются в ходе вызванного внедрением даек процесса регенерационного рудообразования. Единственным крупномасштабным представителем рудных скоплений описываемого типа является гигантский мегаштокверк месторождения Сухой Лог.

Для рассматриваемого типа золото-кварцевого оруденения, как и вообще для жильных месторождений, характерна приуроченность к структурам растяжения. Совмещение его на некоторых рудных полях с золото-сульфидными зонами, формирующимися в условиях сжатия, объясняется изменением геодинамической обстановки в процессе орогенного воздымания. Расположение золото-сульфидных и золото-кварцевых месторождений в терригенных толщах единой структурно-металлогенической зоны, например, Западно-Калбинской, связано с блоковым строением фундамента этой зоны и различиями геодинамической обстановки отдельных ее подзон и блоков. В блоках с сиалическим фундаментом, прилегающих к Восточно-Калбинскому поднятию, и в отдельных локальных сводах и куполах располагаются мелкие золото-кварцевые месторождения (Кулуджун, Сенташ, Октябрьское и др.), а в зонах сжатия в рамповых впадинах, выполненных теми же терригенными толщами, — крупные золото-сульфидные (Бакырчик).

Оруденение золото-полисульфидно-кварцевой формации, связанной со становлением плутоногенной рудно-энергетической системы, которая в этом случае явля-

ется рудно-магматической, имеет следующие принципиальные отличия от вышеописанных золото-кварцевых руд экзогенно-эндогенного происхождения. Для него характерна высокая геохимическая контрастность среды рудообразования, обусловленная сочетанием орогенного гранитоидного магматизма с существенно базитовым составом рудовмещающих толщ. Оруденение имеет глубинные коровые источники, будучи парагенетически связано с гранитоидными формациями повышенной основности с признаками глубинного гибризма и контаминации и с малыми интрузиями контрастного состава. Ведущей геолого-генетической моделью является ассимиляционная: золото заимствуется из вмещающих пород в процессе прохождения сквозьмагматических растворов, переходящих в постмагматические рудные растворы.

По составу руд золото-полисульфидно-кварцевая формация характеризуется обилием сменяющих друг друга минеральных ассоциаций, со многими из которых одновременно или почти одновременно откладывалось золото. Среди минеральных типов наиболее распространены галенит-сфалеритовый и тетраэдрит-халькопиритовый с теллуридами и сульфосолями висмута. Минеральные парагенезисы с золотом чаще всего относятся к золото-медь-теллур-висмутовой геохимической ассоциации. Содержания золота в рудах достигают значительных величин (десятки и сотни граммов на тонну), что позволяет обрабатывать месторождения, представленные единичными жилами. Преобладающее большинство месторождений этого типа в России по масштабу относится к категории средних. В то же время имеются единичные крупнейшие месторождения, такие как гигантский мегаштокерк Березовского рудного поля на Урале и Дарасунское месторождение в Восточном Забайкалье.

Подводя итог рассмотрению различных золото-кварцевых формаций, весьма важно подчеркнуть, что максимальной продуктивности достигают полиформационные месторождения, сформировавшиеся в процессе наложения плутоногенного ору-

денения золото-полисульфидно-кварцевой формации на более ранние залежи сульфидных прожилково-вкрапленных руд в углеродисто-терригенных толщах. Это, по видимому, объясняется тем, что более раннее рассеянное оруденение углеродисто-терригенных толщ служит дополнительным источником металла для более позднего плутоногенного оруденения. Яркие примеры подобных соотношений изучены Н.К.Курбановым и П.Г.Кучеревским [5] на месторождениях Южно-Кызылкумской провинции. В Казахстане богатейшим полиформационным объектом является месторождение Бестюбе. Поэтому важнейшей задачей дальнейших исследований представляется выявление и прогноз полиформационного оруденения в золоторудных районах России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вихтер Б.Я.* Сравнительный анализ золото-сульфидных прожилково-вкрапленных месторождений различных типов // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 72—78.
2. *Григорьянц В.Т.* Некоторые вопросы надежности обоснования фиксистерских и мобилистских концепций тектогенеза / Литология и рудообразование. — М.: Наука, 1989. С. 249—267.
3. *Курбанов Н.К.* Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах подвижных поясов земной коры / Докл. междунаrodn. ассоциации по генезису рудных месторождений. 8 Симпозиум МАГРМ. — Оттава, 1989.
4. *Нарсеев В.А., Сидоров А.А.* О связи золоторудных месторождений с формациями вкрапленных и массивных руд // ДАН СССР. 1985. Т. 284. № 1. С. 189—192.
5. *Перспектива поисков золотоносных кор выветривания на территории Башкортостана / Авторы: Н.К.Курбанов, П.Г.Кучеревский, Н.М.Риндзюнская, Е.В.Матвеева // Отечественная геология. 1997. № 7. С. 17—19.*
6. *Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К.* Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
7. *Фогельман Н.А.* Базовые формации или геолого-генетические модели рудообразования // Руды и металлы. 1996. № 5. С. 63—72.
8. *Шолто В.Н.* Альпийская геосинклиналь Большого Кавказа. — М.: Недра, 1979.
9. *Щеглов А.Д.* Синхронный рифтогенез и оруденение // Геол. рудн. местор. 1997. № 2. С. 115—126.

N.A.Fogelman

Gold ore assemblages related to different ore-energy systems

Based on the concept of ore-assemblage analysis, major features of ore formation mechanism, relation between the productivity and tectonic setting of ore mineralization, probable gold sources and main types of ore-controlling structures common to gold-quartz deposits hosted in terrigene fold complexes produced by endogenic-exogenic ore-energy systems are discussed.

УДК.552.321.6:553.068.5

© В.В.Столяренко, В.М.Шашкин, 1998

РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЛАТИНОНОСНЫХ ДУНИТОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛЬШЕОБЪЕМНЫХ ПРОБ

В.В.Столяренко (ЦНИГРИ МПР России), В.М.Шашкин (АО «Тидит»)

На основе крупнообъемного опробования различных фаций дунитов массива Кондер и дальнейшего выделения из них россыпеобразующих фракций МППГ предпринята попытка определения россыпеобразующего потенциала дунитов. Показано, что наиболее высоким потенциалом обладают крупнозернистые и пегматоидные фации, вскрывающиеся в наиболее глубокоэродированных частях массива.

Выявление связей между коренными источниками и россыпями служит основой для прогноза новых россыпных месторождений. При этом одним из основных свойств коренного источника, применительно к оценкам перспектив россыпей, следует считать его россыпеобразующий потенциал. Решение этой задачи складывается из следующих составных частей: определение содержания минералов платиновой группы (МППГ) россыпеобразующих классов крупности в ультрамафитовых породах (наиболее точным в этом случае является прямое определение металла россыпеобразующих фракций в коренных породах источника); определение глубины эрозионного среза массива.

Первые данные по наличию платиноидов в хромитовых рудах щелочно-ультраосновного комплекса Кондер были получены минералогическим методом В.В.Архангельской в 1956 году. Л.В.Разиным [8] были определены содержания всего спектра элементов платиновой группы (ЭПГ) в интрузивных породах и рудах Кондерского массива и аналогичного массива Инагли, подтверждены высокие содержания ЭПГ в шлирах хромитовых руд. Последние имеют небольшие размеры (до первых метров в диаметре) и закономерно распространены по площади, в целом тяготея к центральной части массива. В случае сближенного расположения крупных (первые метры) шлиров хромшпинелидов возможно образование мелких рудопроявлений платины с аномально высокими содержаниями (единственный пример — месторождение «Госпахта», г.Соловьева на Нижне-Тагильском массиве). По мнению Л.В.Разина, платиновые элементы в хромитовых рудах могут присутствовать в виде как самостоятельных минеральных выделений, так и изоморфной примеси [8].

Значительный объем определений содержания ЭПГ в породах Кондерского массива был проведен также другими исследователями [2, 5, 8].

Значительный объем определений содержания ЭПГ в породах Кондерского массива был проведен также другими исследователями [2, 5, 8].

1. Содержание ЭПГ в ультрабазитах массивов Алданской провинции, мг/т

Породы	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Количество проб
1. Дунит	78,0	28,0	10,0	4,0	6,0	3,0	31,0	12
2. Хромитит	417,0	12,0	12,0	5,0	132,0	25,0	<1,0	12
3. Клинопироксенит	35,0	30,5	3,4	1,6	1,9	5,0	6,0	6
4. Дунит	220,0	90,0	не опр.	40,0	23,2	6,0	92,0	7
5. Дунит с содержанием хромшпинелидов 3-5 %	300,0	70,0	не опр.	26,0	7,1	9,0	32,0	5
6. Дунит серпентинизированный	390,0	204,0	не опр.	65,0	2,7	2,0	15,0	4
7. Среднее по дунитам (кроме серпентинизированных)	250,0	80,0	не опр.	34,0	16,5	7,0	67,0	12
8. Косъвит	100,0	90,0	не опр.	30,0	1,9	3,0	16,0	2
9. Дунит с акцессорными хромшпинелидами из центра массива	1600,0	500,0	40,0	7,0	60,0	14,0	не опр.	3
10. Дунит со шлирами хромшпинелидов из центра массива	500,0	200,0	500,0	5,0	400,0	7,0	не опр.	3
11. Дунит с акцессорными хромшпинелидами из краевых частей массива	500,0	50,0	70,0	4,0	200,0	8,0	не опр.	3

Примечание. 1—3 — данные В.Г.Лазаренкова и др. по Кондеру [3]; 4—8 — данные авторов по Кондеру; 9—11 — данные Л.В.Разина по Инагли [8].

Результаты наших определений ЭПГ в породах Кондерского массива близки по суммарным значениям данным Л.В.Разина по аналогичному массиву Инагли и В.Г.Лазаренкова (табл. 1) по массиву Кондер. Определение проводилось атомно-абсорбционным методом.

Из таблицы 1 видно, что максимальные содержания ЭПГ отмечаются в ультраосновных породах щелочно-ультраосновных комплексов, среднее содержание платины в дунитах составляет 250 мг/т, а аномально высокое, достигающее 100 г/т, обнаружено в шлировых выделениях хромитовых руд. Для сравнения, содержания платины в различных фациях дунитов Платиноносного пояса Урала составляют (мг/т): 40,6 в мелкозернистых, 16,2 в среднезернистых, 8,5 в крупнозернистых разновидностях, в клинопироксенитах 10,8 и в шлирах хромшпинелидов 180 и 107 [4]. В этом случае неясно, какая доля приходится на металл россыпеобразующих классов крупности. Все эти определения давали общие содержания ЭПГ, без выделения (а часто

и без учета) россыпеобразующих классов платины, которые, в силу неравномерности распределения, как правило, не попадают в анализируемые навески.

В данной работе сделана попытка прямого определения россыпеобразующего потенциала ультрамафитовых пород щелочно-ультраосновного массива Кондер, являющегося коренным источником крупной россыпи иридисто-платинового минерально-геохимического типа. Эта россыпь образовалась за счет разрушения щелочно-ультраосновного массива центрального типа, в пределах которого отмечается определенная зональность в распределении ультраосновных пород ядра, отражающаяся в распределении МПГ в автохтонной части россыпи [11].

Ядро массива сложено дунитами и окаймляется породами перидотит-пироксенитового состава. Центральную часть ядра слагают крупнозернистые и пегматоидные дуниты, окруженные среднезернистыми разновидностями; мелкозернистые дуниты присутствуют в эндоконтактных частях массива. К центральной части дунитового

ядра приурочены наиболее интенсивная вкрапленность и шлировые выделения хромита. Участки, обогащенные хромитом, образуют кольцевую зону, в которой кристаллы хромита особенно крупны.

На основании изучения минерального состава сростков платины и морфологических особенностей (особенно крупных выделений) установлено два основных морфологических типа платины — «хромитовый» и «дунитовый», соответствующие ранее выделенным типам платины для коренных и россыпных месторождений [2]. «Хромитовый» тип преобладает в центральной части массива, а «дунитовый» — в средней его части, где развиты среднезернистые дуниты с низкими содержаниями хромшпинелидов [10].

Россыпеобразующий потенциал различных фаций дунитов неодинаков, что связано с неравномерным распределением платины россыпеобразующих классов крупности. Подтверждением этого является распределение шлиховой платины различного гранулометрического состава в пределах Кондерского массива. Установлена зависимость между средним гранулометрическим составом шлиховой платины, наблюдаемым в пределах дунитовых ядер щелочно-ультраосновных комплексов, и соотношением в их составе мелко-, средне-, крупнозернистых и пегматоидных разновидностей. Платина высоких классов крупности (+3 мм), как правило, «хромитового» типа, пространственно и генетически связана с крупнозернистыми и пегматоидными фациями дунитов с повышенным содержанием хромшпинелидов [10].

Для определения россыпеобразующего потенциала различных фаций дунитов Кондерского массива нами было проведено их крупнообъемное опробование с дальнейшим выделением металла [10]. Пробы отбирались в местах, где проведенным ранее опробованием съемочной экспедицией ПГО «Дальгеология» были обнаружены зерна МПГ.

Первая проба весом 1000 кг отобрана из средне-крупнозернистых дунитов с содержанием хромшпинелидов до 15 % и размером их зерен до 3—4 см. Породами этой фации сложена кольцевая зона в центре массива с преобладанием «хромитового» морфологического типа платины.

Вторая проба весом 500 кг отобрана из

среднезернистых дунитов с мелкой вкрапленностью хромшпинелидов и содержанием их порядка 3 %. Этими породами сложена средняя часть массива с более широким развитием «дунитового» морфологического типа платины.

Третья проба, весом 500 кг, отобрана из пегматоидных разновидностей дунитов с содержанием хромшпинелидов около 5 %, слагающих центральную часть дунитового ядра. Эта зона выделена нами под условным названием «самородковая» зона. Именно здесь обнаружены все крупнейшие самородки платины «дунитового» типа. Аналогичная картина описана для ультраосновных массивов Урала [1].

Обработка всех проб проводилась на полупромышленной установке в ТОЭИ ЦНИГРИ по схемам, принятым для выделения коренного золота. В результате исследований получен металл россыпеобразующих классов крупности, который далее изучался на микросонде* и растровом электронном микроскопе JSM-330 фирмы Jeol (Япония).

Наиболее высокие содержания россыпеобразующих классов платины — 110 мг/т или 330 мг/м³ — получены из пегматоидных разновидностей дунитов (проба 3). В среднезернистых дунитах с мелкой вкрапленностью хромшпинелидов содержания россыпеобразующих классов крупности платины наиболее низкие и составляют 30 мг/т или 90 мг/м³ (проба 2). В кольцевой зоне, сложенной средне-крупнозернистыми дунитами с содержанием хромшпинелидов до 15 %, содержания платины составили 48 мг/т или порядка 150 мг/м³ (проба 1). Здесь же отмечены наиболее крупные зерна платины «хромитового» типа размером до 1 мм (рисунок, а). Из пегматоидных дунитов в основном получена платина «дунитового» типа, которая при наиболее высоких содержаниях характеризуется в целом более низкой крупностью (0,2—0,3 мм) и более четкой гранкой кристаллов (рисунок, б). Платина среднезернистых дунитов отличается наименьшими размерами и представлена в основном кубическими

* Анализы выполнялись в ЦНИГРИ на рентгеновском микроанализаторе «Камебакс», аналитик М.М.Вотова.

2. Химический состав МПГ из дунитов массива Кондер

№№ п/п	Pt	Fe	Pd	Ir	Os	Ru	Ni	Cu	Rh	Сумма
Проба 1										
1	88,50	9,35	0,56	0,53	0,03	0,05	0,16	0,37	0,46	100,01
2	87,54	10,15	1,17	0,13	0,19	0,00	0,30	0,83	0,26	100,97
3	0,00	0,00	0,00	11,87	85,81	1,32	0,00	0,00	0,54	99,52
4	87,20	9,25	0,14	0,74	0,18	0,22	0,09	0,87	1,60	100,30
5	88,52	9,12	0,45	1,04	0,04	0,11	0,12	0,52	1,34	101,26
6	87,11	8,87	0,73	0,59	0,28	0,11	0,27	1,53	0,55	100,04
7	82,43	10,06	0,03	5,14	0,24	0,25	0,49	0,67	1,10	100,41
8	1,78	0,03	0,34	16,18	79,11	0,00	0,00	0,29	0,36	98,08
Проба 2										
9	88,14	8,17	0,25	1,83	0,00	0,27	0,11	0,41	0,75	99,76
10	88,29	8,60	0,00	1,58	0,00	0,11	0,19	0,54	0,72	100,02
11	87,96	8,57	0,97	0,69	0,07	0,02	0,15	0,81	0,39	99,62
12	84,92	8,66	0,21	3,67	0,22	0,09	0,11	0,48	1,26	99,63
13	4,00	0,09	0,13	15,74	77,13	3,48	0,00	0,18	0,53	101,28
14	87,24	8,25	0,64	2,18	0,29	0,00	0,20	0,92	0,51	100,23
Проба 3										
15	89,02	8,50	0,26	0,79	0,00	0,00	0,15	0,73	0,75	100,20
16	88,61	8,11	0,07	1,01	0,17	0,12	0,11	0,92	1,46	100,58
17	81,29	10,52	0,47	5,96	0,19	0,08	0,15	1,24	0,85	100,63
18	2,62	0,08	0,24	20,89	73,50	1,17	0,02	0,41	0,37	99,30
19	83,66	10,57	0,76	1,80	0,10	0,14	0,26	1,32	0,93	99,54
20	87,44	9,56	0,51	1,98	0,00	0,00	0,11	0,91	0,41	100,53
21	86,70	9,85	0,34	0,72	0,21	0,18	0,26	1,08	0,55	99,88
22	2,17	0,11	0,39	12,19	82,75	1,11	0,00	0,13	0,62	99,46
Средний состав шлиховой платины										
23	86,35	8,94	0,54	1,55	0,10	0,05	0,18	1,03	0,71	
Валовый химический состав шлиховой платины										
24	87,34	7,80	0,38	1,25	0,00	0,08	0,16	0,79	0,27	98,07
25	84,80	9,40	0,37	1,60	0,12	0,05	0,23	0,69	0,24	97,50

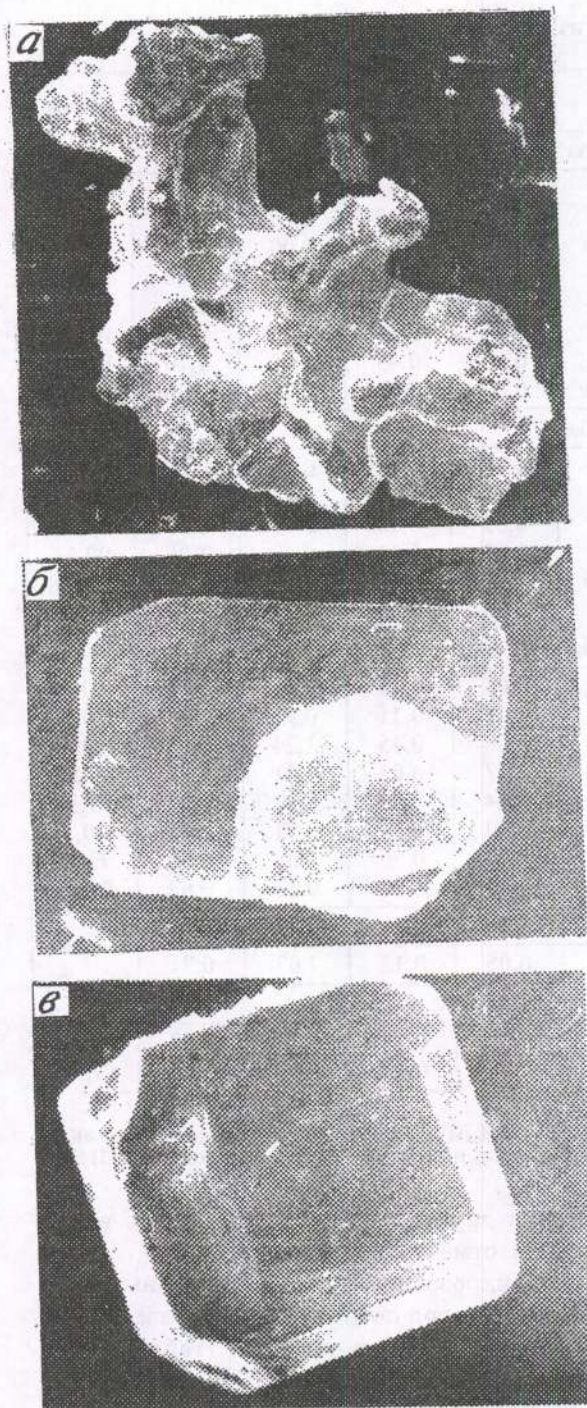
П р и м е ч а н и е . 1—23 — состав определялся в ЦНИГРИ на рентгеновском микроанализаторе «Камебакс», аналитик М.М.Ботова; 24, 25 — анализы выполнялись атомно-абсорбционным методом в ЦНИГРИ, аналитики А.Н.Курский и И.П.Ланцев.

кристаллами разной степени совершенства (рисунок, в).

Изучение платины минераграфическими методами и с помощью микронзонда показало, что основной минерал — изоферроплатина. Преобладает ее низкоиридистая разновидность с содержанием иридия 1—2 %. Минералы-включения в изоферроплатине составляют в среднем 1—3 %. Наиболее распространены минералы группы Os—Ir — самородный осмий и иридосмин. Самородный осмий типичен для изоферроплатины с содержанием примеси иридия до 1 %; с увеличением его содержания до 2 % появляется иридосмин, который часто преобладает.

Среди других часто встречающихся включений отмечен эрликманит.

Микронзондовый анализ платины из коренных пород показал ее полную идентичность платине из россыпи (табл. 2), что однозначно указывает на ее происхождение только из ультраосновного ядра щелочно-ультраосновного комплекса Кондер. При этом основное количество шлиховой платины связано, главным образом, с хромитовыми форстеритовыми дунитами, в меньшей степени — с пироксенитовой оторочкой вокруг них. В связи с этим практическая ценность иридисто-платиновых россыпей определяется объемами металла,



Морфологические типы платины: а — «хромитовый» из пробы крупнозернистых дунитов с содержанием хромшпинелидов до 15 % (проба 1); б — «дунитовый» из пробы пегматоидных дунитов с содержанием хромшпинелидов до 5 % (проба 3); в — «дунитовый» из пробы среднезернистых дунитов с содержанием хромшпинелидов не более 3 % (проба 2).

поступающего из эродированных ультраосновных ядер, сложенных различными фациями хромитоносных дунитов. Так как содержания платины в различных фациях различны, то решение вопроса о россыпеобразующем потенциале в большой степени зависит от точности определения доли различных фаций в эродированном объеме.

Глубина эрозионного среза платиноносных массивов Алданского щита различными авторами оценивается по-разному. И.Я.Некрасов с соавторами [9] считают, что железистость изоферроплатины снижается по мере перехода в более глубинные зоны дунитового штока и, следовательно, Чадский (и Феклистовский) массивы (содержание Fe 6,9—8,9 %) отвечают более глубинным, еще не вскрытым эрозией уровням Кондерской интрузии (содержания Fe 7,5—11,5 %) [7]. В этом случае не совсем ясно, какое место в этом ряду занимают Уральские массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации. Так, Омутнинский массив сложен преимущественно пироксенитами с небольшим количеством дунитов. Шлиховая изоферроплатина этого массива содержит от 11,06 до 16,00 % Fe. Изоферроплатина из Нижне-Тагильского массива, сложенного в основном дунитами различных фаций, вплоть до крупнозернистых и пегматоидных с большим количеством шпиров хромшпинелидов, содержит от 8,22 до 15,59 % Fe.

Остается непонятным, каким уровням отвечают крупнозернистые и пегматоидные фации дунитов с повышенным содержанием хромшпинелидов и широким распространением их шпиров. Подобные фации вскрываются в наиболее крупных, существенно дунитовых, массивах Урала и в массиве Кондер.

Точка зрения А.А.Ельянова и Г.В.Андреева [2], на наш взгляд, более полно объясняет известные на сегодняшний день особенности строения массивов с платиноносными дунитовыми штоками. На основе взаимоотношения интрузивных пород щелочно-ультраосновных комплексов с породами чехла ими реконструируется строение купола и массива и делается вывод, что из трех платиноносных массивов — Чад, Инагли и Кондер — последний вскрыт на наибольшую глубину — 1500 м (макси-

мум 2000 м), на 600 м вскрыт Инаглинский массив и только на 500 м — Чадский.

Полученные нами минералого-геохимические критерии глубины эрозионного среза также указывают на то, что Кондерский массив вскрыт наиболее глубоко и соответствует по глубине вскрытия Нижне-Тагильскому массиву Урала. Для рассматриваемых коренных источников с увеличением глубины эрозионного среза дунитового штока наблюдается закономерное изменение следующих параметров: увеличение размеров зерен оливина и хромшпинелидов, повышение количества хромшпинелидов и величины их шлировых выделений, смена платинометаллических парagenезисов, увеличение выхода магнитной фракции изоферроплатины [12].

Купольная структура массива Кондер, образованная при внедрении интрузии ультрабазитового состава, имеет юрский возраст. В свою очередь, ультрабазиты прорываются щелочными породами юрско-мелового возраста, что дает возможность определить их верхнюю возрастную границу. Низменный район (600—800 м) вокруг массива в целом и локальные участки, претерпевшие резкое воздымание (до 1500 м) в связи с внедрением мезозойских интрузий, сложены практически разновозрастными породами, что указывает на небольшую послераннемеловую эрозию территории [2].

Основной этап россыпеобразования данной территории — плиоцен-четвертичный. Ему предшествовали палеогеновая эпоха планации и корообразования и раннеогеновый этап прерывистых поднятий и формирования ступенчатого рельефа. С этими этапами развития рельефа связано начало россыпеобразования [6]. На массиве Кондер маломощные остатки наиболее древних отложений (N_2 — Q_1) сохранились фрагментарно [7] и залегают иногда непосредственно на остатках коры выветривания, располагаясь в основании террасоуvalов на высоте до 26 метров над урезом воды.

По мнению А.А.Ельянова и Г.В.Андреева [2], общая глубина среза на Кондерском массиве больше, чем на Инаглинском, на 800—1000 метров. Учитывая, что на уровне среза Инагли пегматоидные разности дунитов практически отсутствуют, но отмеча-

ются крупнозернистые, можно предположить наличие крупнозернистых дунитов с повышенным содержанием хромшпинелидов во всем объеме эродированных с плиоцена до нашего времени дунитов массива Кондер, т.к. разница высот между вершинной кольцевой хребта и днищем долины составляет 400—500 метров. При этом обращенная кольцевая морфоструктура массива Кондер, вероятнее всего, была заложена в неогене, в момент начала размыва кор выветривания. Дуниты, менее устойчивые к физическому воздействию по сравнению с вмещающими породами, разрушались интенсивнее, за счет чего весь металл сносился внутрь кольца. Таким образом, основная масса металла, обусловившая богатство современной россыпи, поступала с начала плиоцена именно из средне-крупнозернистых дунитов. Пегматоидные дуниты могут в этом случае находиться только в нижних частях эродированного объема.

Все вышесказанное хорошо соотносится с нашими данными о распределении платины в коренном залегании, полученными на основе изучения отраженной зональности коренного источника питания в россыпи, и позволяет сформулировать следующие выводы.

Наиболее высоким россыпеобразующим потенциалом обладают крупнозернистые и пегматоидные фации дунитов с повышенным содержанием хромшпинелидов, характерные для глубокоэродированных массивов. При этом, в силу неоднородности распределения, очень трудно учесть вклад платины, поступающей в россыпь из шлировых скоплений хромшпинелидов. О том, что этот вклад весьма значителен, говорит тот факт, что за время опытной эксплуатации в течение одного сезона в пределах развития крупнозернистых и пегматоидных фаций дунитов было добыто около 200 самородков, представляющих собой шпирь хромшпинелидов, сцементированные платиной. Вес отдельных самородков достигал 350 г. Именно с массивами, сложенными этими фациями дунитов, связаны уникальные по своему богатству платиновые россыпи. Среднезернистые дуниты с мелкой вкрапленностью хромшпинелидов и содержанием их порядка 3 % обладают более низкими содержаниями россыпеобразую-

щих классов крупности платины. Массивы, сложенные такими дунитами, дают мелкие и средние по богатству россыпи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Ч. I-IV. — Петроград, 1923 — 1925.
2. *Ельянов А.А., Андреев Г.В.* Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. — Новосибирск: Наука, 1991.
3. *Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.* Платинометаллическая минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
4. *Лазаренков В.Г., Иванов О.К., Скоробогатов И.Н.* Новая оценка перспектив промышленной платиноносности зональных ультрамафитовых массивов платиноносного пояса Урала / Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. — М., 1994. С. 103—108.
5. *Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитренко Г.Г.* Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 47—59.
6. *Особенности россыпеобразования в областях тектоно-магматической активизации Дальнего Востока СССР / Авторы: Н.А.Вашко, Е.В.Матвеева, В.П.Филиппов, Е.А.Шевелева // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 227. С. 10—16.*
7. *Особенности строения и формирования платиноносной россыпи / Авторы: В.В.Столяренко, Н.Н.Тучина, В.М.Шашкин и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 227. С. 16—20.*
8. *Разин Л.В., Хоменко Г.А.* Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов // Геохимия. 1969. № 6. С. 659—672.
9. *Состав Pt-Fe твердых растворов как показатель глубины эрозийного среза платиноносных щелочно-ультраосновных кольцевых интрузивов / Авторы: И.Я.Некрасов, В.В.Иванов, А.М.Ленников и др. // Докл. АН СССР. 1991. Т.321. № 5. С. 1049—1053.*
10. *Столяренко В.В.* Минералого-геохимические критерии прогноза поисков и оценки иридино-платиновых россыпей (на примере месторождения Кондер): Автореф. дисс. канд. г.-м.н. — М., 1993.
11. *Столяренко В.В.* Отраженная зональность коренных источников питания в иридино-платиновых россыпях различных типов (поисковые и разведочные аспекты) / Тез. Докл. X Международного совещания по россыпям и месторождениям кор выветривания как объектам инвестиций на современном этапе. — М., 1994. С. 201—203.
12. *Шашкин В.М., Столяренко В.В.* Магнитные свойства платины, связанной с дунитами концентрически-зональных массивов // Докл. АН СССР. 1991. Т.316. № 4. С. 962—965.

Stolyarenko V.V., Shashkin V.M.

Placer-forming potential of PGE-bearing dunites as estimated from the analysis of large-volume samples

An attempt to estimate the placer-forming potential of dunites was based on the results of large-volume sampling of different dunite facies of the Konder massif and subsequent determination of placer-forming PGE fractions. It is shown that of highest potential are coarse-grained and pegmatoid facies which are dissected in the deepest eroded parts of the massif.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411(575.3)

© Б.Я.Вихтер, 1998

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Б.Я.Вихтер (ЦНИГРИ МПР России)

Металлогеническая позиция Центрального Таджикистана в Южно-Тяньшаньской золотоносной провинции определяется приуроченностью этой территории к Таджикостанскому поперечному блоку и к Зеравшано-Гиссарской продольной тектонической зоне. Рассмотрены геологическая обстановка, минералогические и изотопно-геохимические особенности руд, элементы зональности и вопросы генезиса двух наиболее типичных золоторудных объектов Центрального Таджикистана, размещающихся в терригенных толщах.

Центральный Таджикистан находится в пределах Южно-Тяньшаньского покровно-складчатого пояса (ПСП), который является одной из крупнейших золотоносных провинций мира. Подавляющее большинство крупных золоторудных месторождений провинции размещается в терригенных толщах. Среди них заметную роль играют месторождения «бакырчикского» типа [8], характеризующиеся простым минеральным составом (преимущественно пирит + арсенопирит), вкрапленной текстурой руд и тонкодисперсным характером золота, заключенного в сульфидах. Месторождения этого типа играют важную роль и в металлогении Центрального Таджикистана, где наряду с ними в терригенных толщах выявлены среднего масштаба комплексные золото-сурьмяно-ртутные месторождения и рудные поля. В западной, наиболее золотоносной, части провинции они не известны. Приведенный в статье материал позволяет сопоставить геологическую позицию и основные черты строения месторождений этих двух типов и наметить их генетические соотношения.

Основные черты региональной геологии и металлогении. Южно-Тяньшаньский ПСП достаточно отчетливо делится на несколько поперечных блоков (рис. 1) с опре-

деленными геологическими и металлогеническими отличиями. Экономически значимыми в ПСП являются месторождения золота, вольфрама, ртути, сурьмы, заметную роль в металлогеническом потенциале пояса играют месторождения и разведываемые объекты серебра, олова, флюорита.

Кызылжумский блок представляет собой вторую в мире (после бассейна Витватерсранд) по богатству золотом территорию с уникальным месторождением Мурунтау (добыто + запасы + ресурсы более 5000 т золота), крупными месторождениями Амантайтау, Даугызтау, Южное-1 и др. Месторождения вольфрама и серебра представлены перспективными объектами среднего масштаба (Сарытау, Космоначи и др.). Проявления ртути и сурьмы не имеют промышленного значения. В *Нуратинском блоке* размещаются наиболее крупные в ПСП месторождения вольфрама (Ингичке, Лянгар, Койташ), в значительной мере уже отработанные. Золоторудные месторождения представлены преимущественно средними по масштабу объектами (Марджанбулак, Сармич, Каракутан и др.), но есть и крупные (Чармитан). Промышленно значимых объектов сурьмы и ртути нет. В *Таджикостанском блоке* месторождения наиболее разнообразны. Здесь известны сред-

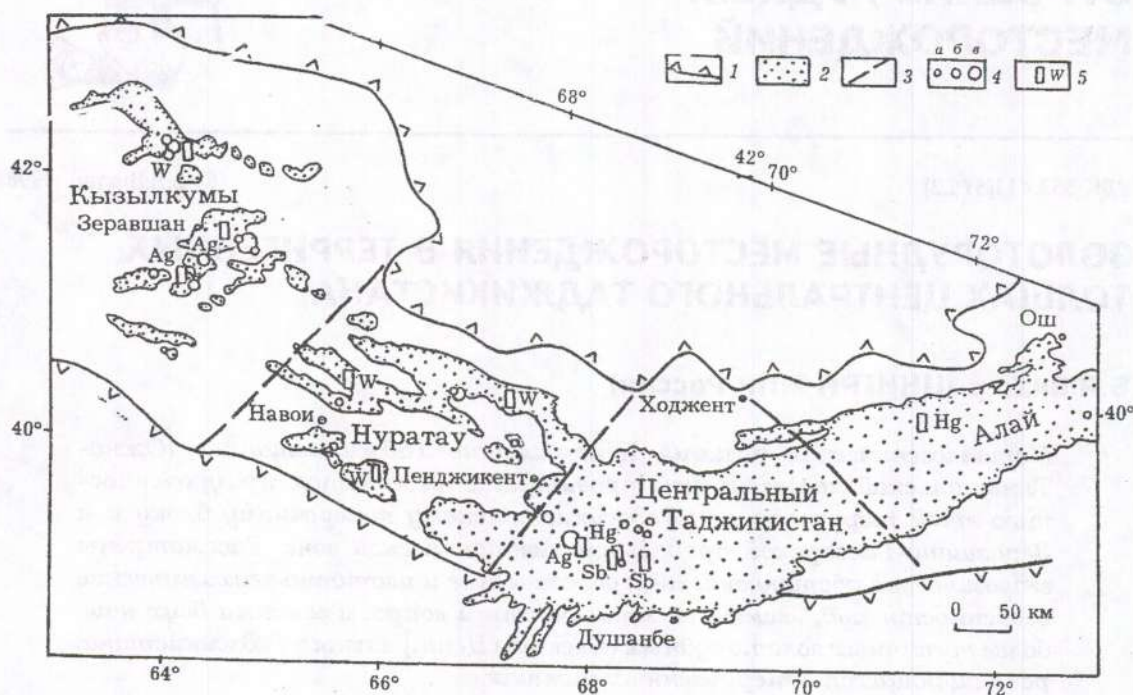


Рис. 1. Схема тектонического и металлогенического районирования западной части Южного Тянь-Шаня.

1 — породы обрамления Южного Тянь-Шаня; 2 — выходы преимущественно палеозойских пород среди мезо-кайнозойских отложений; 3 — зоны поперечных глубинных разломов, разграничивающие тектонические блоки с различной металлогенией; 4 — месторождения золота: а — средние по масштабу, б — крупные, в — уникальные; 5 — месторождения других характерных для Южного Тянь-Шаня металлов: Ag — серебра, W — вольфрама, Sb — сурьмы, Hg — ртути.

ние по масштабу и одно крупное (Тарор) золоторудные месторождения, сурьмяные (Джизжикрут), вольфрамовые (Майхура), серебряные (Нижний Кштудак), оловянные (Мушистон, Кумарх и др.) и флюоритовые (Казнок) месторождения. В Алайском блоке имеются крупные месторождения ртути и сурьмы (Хайдаркан, Кадамжай), средние по масштабу месторождения золота (Акджилга).

Металлогенические различия поперечных тектонических блоков в некоторой степени объясняются неравномерной изученностью, связанной с разной доступностью территорий: слабохолмистые условия Кызылкумов сменяются низко-среднегорьем Нуратау, затем средне-высокогорьем Центрального Таджикистана и высокогорьем Алая. В то же время, есть все основания считать, что металлогения поперечных блоков объективно отражает подчеркнутые ранее их геологические различия [4].

В пределах Таджикистанского блока

выделяются следующие широтные (продольные) тектонические или, как их часто называют, структурно-формационные зоны (с севера на юг): Нуратино-Мальгузарская, Туркестано-Алайская, Зеравшано-Гиссарская и Южно-Гиссарская, протягивающиеся в пределы соседнего Узбекистана. Выполнение Нуратино-Мальгузарской зоны может рассматриваться как «крупноглыбовый олистостром» — широко развитые пакеты шарьированных пластин, олистоплаки и олистолиты сложены вулканитами среднего и основного состава, терригенными и карбонатными породами. Распространены также блоки и фрагменты мульд, выполненные серо- и пестроцветной молассой верхнекаменноугольного—нижнепермского возраста. Туркестано-Алайская зона сложена преимущественно терригенными ордовик—силурийскими отложениями, относящимися к флишоидной и аспидной формациям; в восточном направлении в разрезе увеличивается роль кар-

бонатных и кремнистых пород. Выполнение Зеравшано-Гиссарской зоны аналогично таковому Нуратино-Мальгузарской, но с более мелкообломочным олистостромом и породами олистостромово-флишоидной формации средне-верхнекаменноугольного возраста. Южно-Гиссарская зона сложена в значительной мере средне-верхнепалеозойскими вулканитами и гранитоидами Гиссарского батолита; в восточной части зоны выделяется так называемый Гармский блок кристаллических сланцев (вероятно, продуктов термального метаморфизма), связанный с гранитоидами погружающегося к востоку Гиссарского батолита.

Таким образом, в Таджикистанском блоке устанавливается закономерное (волнообразное) чередование относительно опущенных (с преимущественным развитием олистострома) и поднятых тектонических зон, очевидно, отражающих естественную реакцию корового слоя на субмеридиональные тангенциальные напряжения.

Металлоносность каждой из продольных тектонических зон, так же как и поперечных тектонических блоков, своеобразна, и они также являются металлогеническими единицами второго порядка по отношению к Южно-Тяньшаньской металлогенической провинции. Подавляющая часть золоторудных месторождений Центрального Таджикистана сосредоточена в Зеравшано-Гиссарской зоне. Именно эта зона и размещенные в ее пределах золоторудные месторождения рассматриваются в данной статье. Другие зоны Центрального Таджикистана не могут считаться мало-перспективными в отношении золотоносности, так как на их продолжении в Узбекистане известны золоторудные месторождения. Более того, в Туркестано-Алайской зоне нами установлены признаки комплексных благороднометалльных крупнообъемных месторождений в черных сланцах (Au до 1,2 г/т, Ag до 100 г/т, Mo до 0,1 %).

Как уже упоминалось, Зеравшано-Гиссарская зона (ЗГЗ) сложена олистостромово-флишоидной толщей в сочетании с блоками, олистоплаками и пакетами шарьированных пластин, представленными доломитово-известняковыми, кремнисто-глинистыми, туффитово-яшмоидными, метатерригенными породами и вулканитами.

Олистостромово-флишоидная толща характеризуется заметным литолого-фациальным разнообразием: на отдельных участках площадью в десятки и сотни квадратных километров это гравелито-песчано-алевроитовые отложения, местами с отчетливой градационной слоистостью и с редкими олистолитами; на других участках доля олистолитов сопоставима с долей матрикса, а иногда превышает ее. В одних местах в составе матрикса и олистолитов преобладает вулканомиктовый материал, в других — карбонатный, но чаще литологический состав пород даже на ограниченной площади (например, на рудных полях площадью в $n \cdot 10 \text{ км}^2$) чрезвычайно разнообразен.

Анализ размещения литолого-формационных комплексов на рассматриваемой территории Центрального Таджикистана позволяет выявить структурно-литологическую зональность. Вдоль южной и северной границ тектонической зоны отмечается преобладание блоков и пакетов чешуй, сложенных карбонатными и кремнисто-глинистыми породами преимущественно нижне-среднепалеозойского возраста, тогда как центральная полоса сложена более «мелкоолистолитовой» олистостромово-флишоидной толщей. В центральной части зоны располагаются Чимтаргинская и Нижнеягнобская синформы, выполненные пакетами карбонатных и кремнистых пород. Таким образом, структурное устройство ЗГЗ в Центральном Таджикистане подчеркивает существование на ее месте продольного прогиба в период олистостромообразования и шарьяжей (С_{2т} — С₃).

Магматические породы на рассматриваемой площади с возрастом от С₃ и моложе распространены в ограниченном объеме. Небольшие плутоны (Чинорсайский — 60 км², Петинский — 20 км² и более мелкие) сложены преимущественно гранодиоритами и гранитами, формировавшимися в позднекаменноугольное—раннепермское время [7]. Относительно широко распространены мелкие штокообразные тела кварцевых диоритов и гранодиоритов, диоритов, имеющих петрографическое и петрохимическое сходство с породами наиболее крупных плутонов либо гибридных (монзонитоидных) контаминированных

пород от габбро-монцитонитов до граносиенитов. Генетически они могут быть связаны единым очагом с верхнекаменноугольными гранитоидами Гиссарского батолита, но могут быть и продуктами самостоятельного очага. Многочисленные дайки рассредоточены или образуют ареалы (пояса, пучки) повышенной концентрации. Последние нередко сопровождают рудоносные площади. При большом разнообразии даек можно выделить три разных по составу и возрасту группы. Ранние представлены преимущественно гранодиорит-, гранит-, плагιοгранит-порфирами. Для них характерна субсогласная с общим направлением складчатых структур субширотная ориентировка. Вторая возрастная группа представлена преимущественно лампрофирами и диоритовыми порфиритами. Они обычно контролируются диагональными и поперечными разрывами. Поперечное положение занимают и дайки третьей возрастной группы — диабазы и оливиновые диабазы. Ограниченное развитие имеют силлообразные тела кварцевых порфиров, установленные к югу от г. Чимтарга, возраст которых ранне- или позднепермский. Более широко распространены небольшие дайки и трубки взрыва щелочно-базальтоидного состава триас-юрского возраста.

В геологической структуре ЗГЗ заметен определенный рисунок, подчеркивающийся также размещением известной золоторудной минерализации. В целом, наиболее крупные пликвативные и разрывные элементы зоны имеют субширотное направление, субсогласное с направлением самой зоны. Однако можно заметить кососекущее (СЗ) направление ее продольной оси в районе слияния рек Искандердарья и Ягноба, положение которой фиксируется наложенным флексуорообразным грабеном, выполненным мезозойскими отложениями (рис. 2). К западу и востоку от этой оси располагаются самые крупные синформы — Чимтаргинская и Нижне-Ягнобская, а на флангах зоны размещаются скопления крупных пластин и пакетов пластин карбонатных пород. Простираение этих пластин также СЗ 290—295°.

Наиболее крупные известные золоторудные объекты сосредоточены преимущественно на юго-западном (Джилао, Тарор,

Гиждарва, Чашманият, Скальное) и северо-восточном (Чоре-Поймазарская рудная кулиса) крыльях этой кососекущей структуры, тогда как в приосевой ее части находится большинство выявленных оловянных объектов (Мушистон, Симич, Такфон, Кумарх).

Золоторудная минерализация. В пределах ЗГЗ выявлены золоторудные объекты различных геолого-промышленных типов: золото-сульфидно-вкрапленного (Чоре, Яфч, Восточная Дуоба, Верхний Кумарг и др.), жильного золото-кварцевого (Джилао, Пакрут и др.) и золото-аргиллизитового (Чульбои, Шаршага, Паришон). Среди комплексных месторождений с существенной экономической ценностью в них золота установлены скарновые медно-золотые (Тарор, Гиждарва) и телетермальные (сурьмяно)-(ртутно)-золотые типы (Учкадо, Кончоч, Скальное).

Большинство золоторудных месторождений ЗГЗ контролируется субсогласными зонами смятия (см. рис. 2); при этом рудные тела локализованы как в продольных структурах, так и в поперечных или диагональных. Иногда зоны смятия контролируют однотипную минерализацию. Например, Поймазар-Яфчская зона смятия, состоящая из серии субпараллельных кулис, имеет ширину 0,5—1,0 км и протяженность около 25 км; в ее пределах разведано три месторождения и выявлено несколько перспективных участков минерализации только золото-сульфидно-вкрапленного типа. Каракульская зона контролирует преимущественно ртутные проявления, Мальгузарская — существенно сурьмяные, Магианская — месторождения сурьмы с примесью ртути, серебра, свинца и золота преимущественно джаспероидного типа. Наряду с этим, многие рудоносные структуры масштаба рудных полей включают рудные тела разных геолого-промышленных типов (Кончочское, Мосрифское, Чашманиятское и др.).

Наиболее хорошо изучены в Центральном Таджикистане следующие золоторудные поля и месторождения: Джилао (запасы + ресурсы золота составляют не менее 50 т), Тарор (более 75 т), Поймазар-Яфчская рудная зона с месторождениями Чоре (более 35 т), Яфч (около 20 т), Восточная Дуоба (более 20 т), Верхний Кумарг (более 25

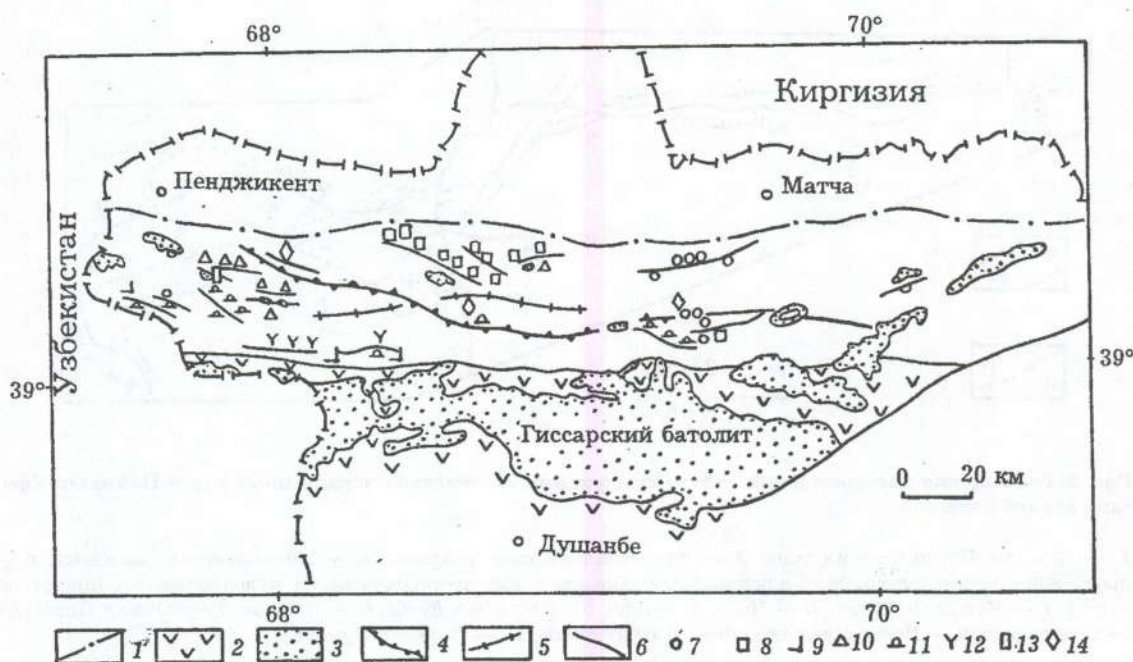


Рис. 2. Схема размещения основных рудных месторождений Центрального Таджикистана.

1 — северная граница Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны; 2 — осадочно-вулканогенная толща Южно-Гиссарской зоны; 3 — гранитоиды; 4 — продольная «ось симметрии» Зеравшано-Гиссарской зоны; 5 — оси наиболее крупных синформ — Чимтаргинской и Ягнобской; 6 — основные рудоконтролирующие зоны смятия; типы месторождений: 7 — золото-кварцевые жилы; 8 — золото-сульфидные прожилково-вкрапленные; 9 — золото-аргиллизитовые, 10 — скарновые золото-медные и золото-вольфрамовые, 11 — сурьмяные и золото-сурьмяные, 12 — ртутные, 13 — серебряные, 14 — оловянные. Месторождения (цифры на схеме): 1 — Джилао, 2 — Тарор, 3 — Чоре, 4 — Кончоч-Скальное, 5 — Нижний Кштудак, 6 — Джижикрут, 7 — Яфч, 8 — Восточная Дуоба, 9 — Верхняя Кумарг, 10 — Пакрут, 11 — Уччадо, 12 — Чашманият.

т); в пределах компактного Кончочского рудного поля разведаны ресурсы золота более 50 т на участках с сурьмяно-золотым, ртутно-золотым, золото-аргиллизитовым типом минерализации. Основные золото-рудные и комплексные золотосодержащие объекты ЗГЗ, размещающиеся в существенно терригенных толщах, представлены месторождениями Поймазар-Яфчской рудоносной зоны и Кончочского рудного поля. Ниже рассматриваются главные особенности их строения, черты сходства и отличия.

Поймазар-Яфчская рудная зона размещается в бассейне р.Фандарья, в центре ЗГЗ. Вмещающая зону толща сложена мелко-среднеглыбовым олистостромом с преобладанием линзовидно-слоистого (до флишеидного в отдельных палеомульдах) существенно алевро-песчанистого матрикса. Нередко

отмечаются линзы гравелитов и конгломератов преимущественно с плохо окатанными обломками. Алевропесчанистый материал матрикса полимиктовый, местами граувакковый и вулканомиктовый. Глыбы и олистолиты представлены известняками и доломитами, вулканитами, кремнистыми сланцами, а также метаморфическими породами. Толща интенсивно смята, разбита густой сетью разрывов. Интенсивная дислоцированность и отсутствие четких маркирующих прослоев позволяют фиксировать лишь фрагменты небольших складок с размахом крыльев до десятков метров. Однако представляется, что в целом Поймазар-Яфчская рудная зона (по крайней мере, ее центральный отрезок) приурочена к приосевой части антиформной складки субширотного направления. В этой приосевой полосе преобладает падение пород в северных румбах под углом от 70—80° до

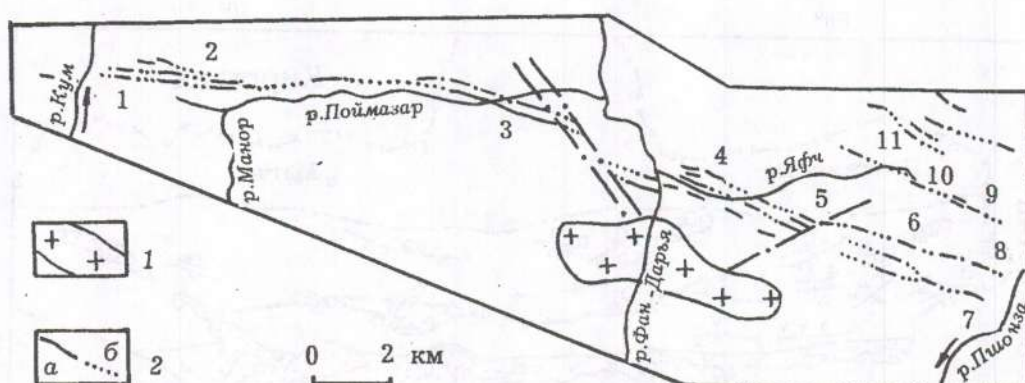


Рис. 3. Размещение месторождений золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд в Поймазар-Яфчской рудной зоне.

1 — граниты Петинского плутона; 2 — рудо локализирующие разрывы: а — прослеженные канавами, б — прослеженные по делювиально-элювиальным образованиям; месторождения и рудопроявления (цифры на карте): 1 — Кум, 2 — Манор, 3 — Чоре, 4 — Яфч, 5 — Восточная Дуоба, 6 — Пшонза, 7 — Южная Пшонза, 8 — Водопадное, 9 — Водораздельное, 10 — Альбититовое, 11 — Верхний Кумарг.

30—40°. Рудо локализирующие субширотные швы рудной зоны косо пересекают рудомещающую толщу и падают под углом 65—85° к северу.

Рудная зона состоит из многочисленных субпараллельных или кулисных разрывов мощностью до первых десятков метров. Однотипная золото-сульфидно-вкрапленная минерализация устанавливается во многих из этих частных разрывов, но практически значимая обычно сосредоточена в одном—трех из них и непрерывно прослеживается максимум на 3 км. К настоящему времени в пределах Поймазар-Яфчской зоны буровыми скважинами и штольнями разведаны месторождения Чоре, Яфч, Восточная Дуоба, а также вскрыты канавами проявления Кум, Манор, Пшонза, Водопадное, Южная Пшонза и другие. К северо-востоку от этой зоны выявлены аналогичные зоны смятия с золото-сульфидно-вкрапленным типом минерализации (рис. 3), в одной из зон разведывается месторождение Верхний Кумарг.

Наиболее крупное из известных месторождение Чоре локализовано в двух субпараллельных разрывах, отстоящих один от другого на 200—400 м. Основные рудные тела сосредоточены в южном разрыве. Самое крупное рудное тело имеет длину 1250 м и оконтурено на глубине 400 м. Средняя мощность его, при бортовом содержании 2 г/т, составляет 5 м, коэффици-

ент вариации мощности — 60%. Руда представляет собой рассланцованные или слабо брекчированные алевролиты, песчаники, порфиновые дайки, метасоматически карбонатизированные, пронизанные прожилками кварца и карбонатов с вкрапленностью пирита и арсенопирита, в сумме составляющими 2—7%. Иногда подошва или кровля минерализованного тела ограничивается сколом с глиной трения или «зеркалами скольжения», но чаще границы рудных тел определяются по результатам бороздового опробования. Присутствующие примерно в равных количествах сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, блеклые руды, антимонит, шеелит в сумме не превышают первых процентов от общего количества. Химический состав руд разведанных месторождений отражен в таблице 1. Обращает на себя внимание однородный состав руд, локализованных на отрезке зоны длиной в 10 км. Однотипность руд подчеркивается также близкими величинами содержаний и сходным «фазовым» характером золота (рис. 4, II; табл. 2). При бортовом содержании 2 г/т на разведанных месторождениях среднее содержание золота составляет от 3,7 до 4,4 г/т. Средние содержания золота в рудах недоизученных участков, на которых были проведены только канавные работы, колеблются от 4,5 до 8,9 г/т. По данным фазовых анализов

1. Состав руд разведанных месторождений Поймазар-Яфчской зоны

Компоненты	Чоре (среднее из 7 проб)	Восточная Дуоба (среднее по 2 пробам)	Яфч (Проба №15)
Химический анализ			
SiO ₂	60,89	61,35	60,24
Al ₂ O ₃	14,45	13,76	14,10
Na ₂ O	3,32	1,55	2,60
K ₂ O	4,33	4,00	5,06
FeO	3,48	2,12	2,37
Fe ₂ O ₃	1,71	2,96	3,55
CO ₂	2,73	4,36	1,87
CaO	1,78	2,72	1,26
MgO	2,36	2,39	2,72
TiO ₂	0,63	0,66	0,70
P ₂ O ₅	0,13	0,08	не опр.
MnO	0,4	0,03	0,08
S _{общ.}	1,45	1,62	1,86
As	0,76	0,90	1,70
Спектральный анализ			
Ni	0,01	0,01	не опр.
Co	0,13	0,30	не опр.
V	0,008	0,006	не опр.
Cr	0,014	0,010	не опр.
Pb	0,024	0,020	0,030*
Sb	0,007	0,110	0,004*
W	0,007	0,003	не опр.

* химический анализ

(см. табл. 2), при измельчении руды до 0,04 мм главная масса золота (от 50 до 80 %) содержится в сульфидах, свободного золота не более 5—7 %.

Зона окисления руд развита слабо, хотя по отдельным разрывным нарушениям она проникает до глубины 100 м и более от поверхности; окисленные руды не играют существенной роли в общем балансе запасов разведанных месторождений. Вместе с тем, на тех же месторождениях (см. рис. 4, I) установлено, что содержания золота по канавам выше, чем в рудах, разведанных штольнями. Это объясняется развитием маломощной зоны окисления и формированием подзоны вторичного обогащения. По данным поисковых работ геологической службы Таджикистана (см. рис. 4, I), с уменьшением абсолютных отметок поверхности содержание золота в рудах падает; по разведочным данным, зависимость содержания золота от глубины залегания также обнаруживает эту тенденцию, но не столь четко. На месторождении Чоре ореолы изоконцентрат

золота очень полого погружаются к востоку и почти параллельны современному рельефу поверхности. Заметна тенденция увеличения с глубиной суммы оксидов щелочных металлов в руде (см. табл. 2).

Распределение золота в пиритах руд имеет закономерный характер (см. рис. 4, III). Как выяснилось, он определяется не столько глубиной залегания руд, сколько удаленностью их от Петинского гранитного массива. Ранее [3] на основании ряда признаков (увеличение содержания пирротина арсенопирита в рудах с приближением к плутону и др.) было высказано предположение о метаморфизирующем воздействии на руды гранитов плутона, обусловившем зональное по отношению к нему распределение содержаний золота в пирите. Впоследствии [7] был установлен послерудный возраст гранитов Петинского плутона. Возраст золото-сульфидно-вкрапленной минерализации Поймазар-Яфчской зоны установлен достаточно надежно. Продуктивная минерализация накладывается на дайки

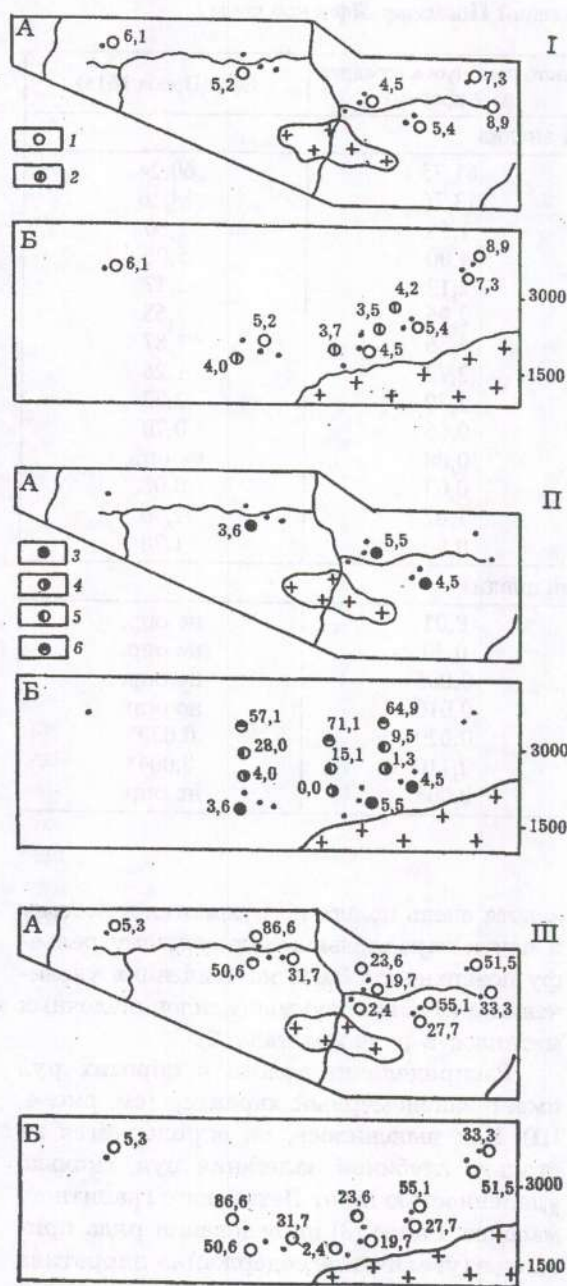


Рис. 4. Распределение в Поймазар-Яфчской зоне: содержания (г/т) золота в руде (I) и в пирите руд (III), содержания (%) сульфидов и золота в руде с разными технологическими свойствами (II).

А — план, Б — проекция на вертикальную плоскость. Содержание золота в руде: 1 — по результатам поисковых работ, 2 — по результатам разведки; 3 — содержание сульфидов в руде; 4 — амальгируемое золото; 5 — цианируемое золото; 6 — золото, заключенное в сульфидах (тонкое, упорное).

порфир-порфиритовой группы (Rb—Sr возраст 279 ± 6 млн. лет) и рассекается дайками лампрофировой группы (261 ± 2 млн. лет). Rb—Sr возраст биотитовых гранитов, слагающих Петинский плутон, 255 ± 2 млн. лет, то есть граниты моложе вкрапленной золото-сульфидной минерализации, которая определенно подвергалась их воздействию.

Кончочское рудное поле располагается на юге Зеравшано-Гиссарской зоны вблизи северного контакта Гиссарского батолита и находится в 35 км к юго-западу от Поймазар-Яфчской рудной зоны. Площадь рудного поля в принятых [10] границах составляет $3 \times 3,5$ км², а разведанные месторождения сосредоточены на площади $1,2 \times 1,8$ км² (рис. 5). Большая часть рудного поля сложена сравнительно монотонной олистостромово-флишовой толщей (дарахтисурская свита, С₂₋₃) с редкими мелкими (до первых метров) олистолитами кремнистых сланцев и известняков, погруженными в слоистую, преимущественно гравелито-песчано-алевропелитовую толщу, местами имеющую отчетливое ритмичное строение; на отдельных участках существенную роль играют линзы мелкогалечных конгломератов мощностью до 20 м. Северная и северо-восточная часть рудного поля сложены мраморизованными известняками девона—нижнего карбона, надвинутыми на флишoids дарахтисурской свиты. Фронтальная часть надвига представляет собой крупноглыбовую брекчию известняков, пронизанную прожилками и линзами кальцита. В юго-восточной части рудного поля развита меловая красноватая моласса, перекрывающая отложения дарахтисурской свиты и фронтальную брекчию известняков. Кальцитовые прожилки последней в подошве красноватой молассы пигментируются гидроксидами железа. Рудовмещающей средой минерализации золото-аргиллизитового типа служат специфические конглобрекции заполнения тектонокарстовых полосей. Магматические образования представлены штокообразными телами гранитов, локализованными в зоне главного рудолокализирующего разлома рудного поля, а также редкими дайками кварцевых порфи-

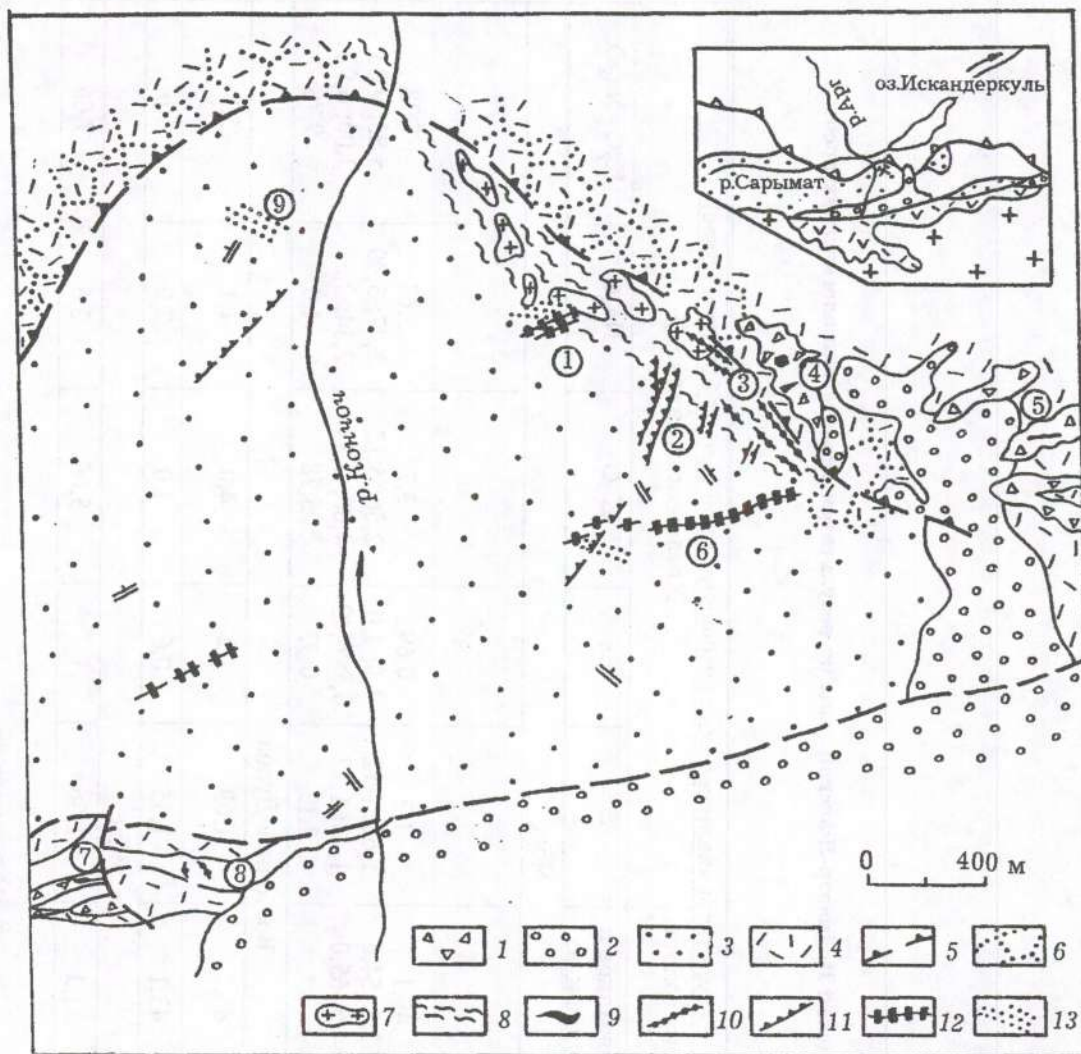


Рис. 5. Схема геологического строения Кончочского рудного поля.

1 — брекчия заполнения тектонокарстовых полостей; 2 — мел—неогеновая пестроцветная моласса; 3 — песчаники, гравелиты, алевролиты, конгломераты S_{2-3} ; 4 — мраморизованные известняки и доломиты S_2-C_1 ; 5 — подошва надвига («Каракульский взброс»); 6 — гигантские брекчии преимущественно карбонатных пород, фиксирующие фронтальную часть надвига; 7 — граниты; 8 — зона катаклаза и расслаивания; тип минерализации: 9 — золото-аргиллизитовый, 10 — киноварный, 11 — флюорит-антимонитовый, 12 — золото-сульфоантимонитовый, 13 — золото-сульфидно-вкрапленный; месторождения и рудопроявления (цифры в кружках): 1 — зона Диагональная, 2 — Скальное, 3 — Кончоч, 4 — Северо-Восточное, 5 — Чульбой, 6 — Южное, 7 — Паришон, 8 — Чуки Санг, 9 — Кавшот.

ров, лампрофиров и оливинных диабазов. Флишоидные отложения дарахтисурской свиты смяты в сложные дисгармоничные складки преимущественно с субширотной ориентировкой осевых плоскостей. Более молодые пликативные дислокации сформировали брахиформную антиформную складку с субмеридиональной осью в цент-

ре рудного поля, примерно совпадающей с направлением русла ручья Кончоч. Подошва надвинутого пакета известняков падает в северных румбах под углом $40-70^\circ$. Основные разрывные нарушения образуют две сопряженные системы: субширотную с простиранием $70-80^\circ$ и $280-290^\circ$ и субмеридиональную $20-40^\circ$ и $310-320^\circ$, крото-

падающие, и, по-видимому, закладывавшиеся в перечисленной последовательности.

Практическое значение в Кончочском рудном поле имеют золотая, сурьмяная, ртутная и, возможно, флюоритовая минерализации, представленные рудами нескольких типов: золото-сульфидно-вкрапленным, флюорит-антимонитовым, золото-сульфоантимонитовым, киноварным, золото-аргиллизитовым. По представлениям О.В.Вершковской и Е.Н.Горшкова [1, 9], в этих разнотипных рудах в разных количественных соотношениях присутствуют продукты пяти минеральных ассоциаций, сформированных в три стадии. В раннюю стадию, согласно гипотезе, сформированы колчеданная и сульфосольная ассоциации, в среднюю — флюорит-диккит-антимонитовая и диккит-реальгар-киноварная, в заключительную — золотая (золото самородное) и безрудная.

Промышленные перспективы золото-сульфидно-вкрапленного типа руд пока не ясны. Вкрапленность пирита и арсенопирита в количестве 2—5% устанавливается нередко в породах дарахтисурской свиты. Пирит преобладает над арсенопиритом. Содержания золота во вкрапленных рудах, не превышающие первых граммов на тонну, отмечены на штольневых горизонтах и в керне скважин, однако структурный контроль и морфология рудных тел этого типа не установлены. К.Е.Хазаном при наших с ним совместных работах в рудном поле в 1990—91 гг. была выполнена увязка рудных интервалов (при бортовом содержании 0,3 г/т) на горизонте штольни № 47, подтвердившая рудо-локализирующую роль субширотных северо-западных разрывных структур. В этих структурах проявлены как пирит-арсенопиритовая вкрапленная, так и флюорит-антимонитовая минерализации, и отдельно откартировать их не удалось. Однако в рудном поле впервые была установлена рудо-локализирующая роль разрывов субсогласных с направлением складчатости, что свойственно вкрапленным золотым рудам.

Золото-сульфидно-вкрапленная минерализация Кончочского рудного поля отличается от аналогичной по текстуре минерализации Поймазар-Яфчской рудной зоны более низким (примерно на порядок) содер-

жением золота в пирите и арсенопирите (табл. 3); последний, кроме того, образует преимущественно дипирамидальные и короткопризматические кристаллы в отличие от длиннопризматических на месторождениях Поймазар-Яфчской рудной зоны.

Руды флюорит-антимонитового типа локализуются преимущественно в субмеридиональных северо-восточных разрывах и сосредоточены на Центральном участке месторождения Скальное, хотя в меньшем объеме отмечаются и на других его участках. Оруденение представлено субпараллельными и кулисными крутопадающими кварц-антимонитовыми с флюоритом жилами и сопровождающей их прожилково-вкрапленной минерализацией, образующими компактные рудные зоны. Последние на Центральном участке имеют мощность от 1 до 15 метров (в среднем 2—3 м) и протяженность от 50 до 500 м. Среднее содержание сурьмы составляет 3,08%, золота — 0,7 г/т. Зоны сопровождаются аргиллизацией терригенных пород.

Оруденение золото-сульфоантимонитового типа локализуется в разрывах субширотного северо-восточного направления и образует две промышленных рудных зоны: на Западном и Южном участках. Руды этого типа сложены преимущественно минералами сульфосольной ассоциации в сочетании с меньшей долей минералов флюорит-антимонитовой и пирит-арсенопиритовой прожилково-вкрапленной. Большую долю в руде составляют блеклые руды и сульфоантимониты свинца, содержащие тонкодисперсное золото до 143 г/т (данные Е.Н.Горшкова и др., 1986 г.). Содержание сурьмы в среднем составляет 2—3%, золота — 2,7 г/т.

Руды киноварного типа локализованы в зоне разлома северо-западного направления. Зона мощностью более 100 м, круто (60—80°) падающая к СВ, выполнена катаклазированными, брекчированными, милонитизированными терригенными породами дарахтисурской свиты, карбонатными породами фронтальной зоны надвига и гранитами. Оконтурировано несколько линзовидных тел, сложенных киноварью, метациннабаритом, с примесью реальгара, аурипигмента, флюорита. Протяженность рудных тел колеблется от 100 до 500 м, мощность — до 15—17 м; вертикальный размах ртутного

3. Изотопно-геохимические характеристики сульфидов руд

Рудоносная площадь	Месторождение, участок	Минерал	Тип руд	Содержание* (количество проб)		$\delta^{34}S^{**}$, ‰
				Золото, г/т	Мьшьяк, ‰	
Поймазар-Яфчская рудная зона	Чоре	Пирит	Золото-сульфидно-вкрапленный	43,9(4)	1,8(4)	
	Вост. Дуба			44,5(7)	3,5(7)	
	Яфч, Северный			15,9(2)	3,3(2)	
	Яфч, Южный			53,0(8)	3,0(8)	
	Альбититовое			23,1(8)	5,4(8)	
Верхний Кумарг		Пирит+		23,6(3)	4,7(3)	
				19,7(4)	2,9(4)	
				33,3(3)	4,7(3)	
				16,0(1)	1,0(1)	-1,3(1)
				87,5(1)	1,9(1)	-0,1(1)
Кончочское рудное поле	Чульбои	Пирит+	То же в ассоциации с золото- аргиллизитовым	19,4(1)	20,7(1)	-1,5(1)
	Кончоч			0,7(1)	1,8(1)	-12,1(1)
	Скальное, Центральный Западный	Пирит		0,14(5)	0,25(6)	0,2(5)
				8,7(1)	1,5(1)	-6,2(1)
				0,9(2)	0,9(2)	-3,9(1)
Южный			Золото-сульфоантимонитовый	0,75(2)	1,0(2)	-3,5(2)
			Золото-сульфидно-вкрапленный	2,2(1)	4,6(1)	-3,6(1)
				7,6(1)	2,5(1)	-2,9(1)

* Аналитики: В.М.Кулигин, С.Н.Прохоров, З.С.Ляленко, ЦНИГРИ, Москва

** Аналитики: А.Бересовский, ИГФМ АН УССР, Киев.

оруденения 600—650 м. Площадь развития ртутнорудных тел ($120 \times 500 \text{ м}^2$) выделяется в качестве месторождения Кончоч. В отдельных ртутных телах среднее содержание золота составляет 4 г/т; могут быть оконтурены и небольшие самостоятельные золоторудные тела. Золото месторождения Кончоч связано с сульфосольной и флюорит-антимонитовой ассоциациями, в целом ограничено развитыми на Кончочском месторождении, но иногда образующими крупные скопления (например, тело Мираж, располагающееся на стыке северо-восточных тел Центрального участка и северо-западной зоны Кончочского месторождения). По данным геологоразведочной службы, в одном из сечений тела мощностью 15 м содержание Sb составляет 13,2 %, Au — 7,8 г/т. Стволовая жила в центре тела Мираж мощностью 3 м сложена массивными пирит-антимонитовыми рудами с содержанием Sb 33,7 %, Au 28,4 г/т. В нижней части тела Мираж руды становятся более мышьяковистыми, менее сурьмянистыми и переходят в существенно золотые с содержанием Au 5,8 г/т, Sb менее 0,8 %. На месторождении Кончоч имеется также свободное золото, связанное с минерализацией золото-аргиллизитового типа, однако его доля в общем балансе золота месторождения не ясна.

Золото-аргиллизитовый тип руд в пределах рудного поля известен на нескольких самостоятельных объектах, два из которых — участки Чульбой и Северо-Восточный — имеют перспективу освоения. Минерализация этого типа приурочена к брекчированным известнякам или брекчиям заполнения тектонокарстовых полостей. В составе обломков брекчий, кроме окружающих известняков, присутствуют песчаники, метапесчаники, кремнистые сланцы. Обломки терригенных пород интенсивно каолинизированы, местами брекчии пропитаны гидроксидами железа, сцементированы глинисто-известковой массой. Рудные тела имеют либо вытянутую линзообразную форму, либо изометрично-неправильную в плане, трубообразную. Мощность линейных тел достигает 4—5 м, протяженность 100—300 м. Содержание золота 2,5—7 г/т, в отдельных сечениях — до 20 г/т. Золото этого типа руд находится преимущественно в свободном состоянии и гравитацией извлекается до 90 % (И.Рычков

и др., 1990, технологические испытания); около 50 % золотин имеют размеры менее 0,05 мм; проба золота обычно колеблется от 950 до 999, нередко обнаруживается примесь ртути, максимально до 10,7 %. На Северо-Восточном участке в канаве 702 видимое золото наблюдалось в центре миллиметровых каолинизованных линзочек и в виде пленок в тончайших трещинках в аргиллитовых обломках брекчии. На глубоких горизонтах участка Чульбой (шт.48) локальная зона с золото-аргиллизитовым типом минерализации мощностью 1,7—3,2 м и протяженностью более 200 м окружена широким (около 200 м мощности) ореолом интенсивной пирит-марказитовой минерализации, развитой в брекчии заполнения карста. Золотоносность пирита и марказита невысокая (см. табл. 3), на один—два порядка ниже золотоносности пирита золото-сульфидно-вкрапленных типов минерализации.

Таким образом, на Кончочском рудном поле сосредоточены объекты собственно золотых, комплексных и золотосодержащих руд. Установлен четкий структурный контроль размещения разнотипных руд: руды золото-сульфоантимонитового типа локализуются в разрывах с азимутом простирания $70\text{—}80^\circ$, флюорит-антимонитового — $20\text{—}30^\circ$, киноварного — $305\text{—}310^\circ$, золото-сульфидно-вкрапленного — $280\text{—}290^\circ$. Учитывая обычную последовательность формирования минеральных ассоциаций на золоторудных месторождениях Южного Тянь-Шаня [2], можно заметить, что руды Кончочского рудного поля сложены преимущественно минералами поздних ассоциаций. В то же время присутствует и ранняя донорная [5] вкрапленная минерализация золото-пирит-арсенопиритового типа, которая может иметь самостоятельное экономическое значение. Кроме текстурно-минералогического сходства этой минерализации с промышленной минерализацией месторождений Поймазар-Яфчской рудной зоны, можно отметить некоторую близость и изотопно-геохимических характеристик пиритов этих площадей (см. табл. 3, 4). Общим для них является повышенное содержание мышьяка и золота, хотя последнее на Кончочском рудном поле соответствует самым низким содержаниям

в пиритах Поймазар-Яфчской зоны. Сера пиритов кончочской вкрапленной минерализации по изотопному составу немного легче серы пиритов Поймазар-Яфчских месторождений, но близка им и заметно тяжелее серы пиритов других типов.

Существует тесная пространственная и, вероятно, временная связь ртутной минерализации и оруденения золото-аргиллизитового типа. Как предполагалось ранее [6], последняя имеет инфильтрационное происхождение. Есть основания предположить, что ртутнорудная минерализация сформирована с участием того же процесса. Более высокая золотоносность некоторых ртутных тел даже в сравнении с телами руд золото-сульфоантимонитового типа обусловлена тем, что в них, помимо золотоносной сульфосольной ассоциации минералов, присутствует свободное золото из золото-аргиллизитовой минеральной ассоциации. Реальгар и аурипигмент, образующие совместно с киноварью ртутных тел основную продуктивную ассоциацию, свидетельствуют об окислительных условиях отложения последней. Окислительные условия среды отложения минерализации золото-аргиллизитового типа очевидны по ассоциации золото-каолинит.

Время формирования золоторудной и комплексной золотосодержащей минерализации Кончочского рудного поля определяется менее однозначно, чем для золотых руд Поймазар-Яфчской зоны. Нижняя возрастная граница определяется тем, что минерализация золото-антимонитового типа накладывается на интенсивно раздробленные и метасоматически измененные граниты, геологический возраст которых не древнее верхнего карбона. Минерализация золото-аргиллизитового типа, как предполагалось нами ранее [6], формировалась не ранее предмелового периода карстообразования. Примерно это же время формирования (раннемезозойское) указывается и Е.Н.Горшковым с соавторами [9], которые, однако предполагают модель рудообразования этого типа с участием напорных вод.

Для понимания генезиса и установления времени формирования минерализации золото-аргиллизитового типа важны, помимо указанных выше, следующие факты:

золотая минерализация сопровождается

сера убогими, но аномально повышенными содержаниями типоморфных для рудного поля минералами и элементами (флюорит, киноварь, антимонит, As — 0,04 %, Sb — 0,02 %, Cu — 0,015 %);

на глубине в брекчиях тектонокарстового заполнения золотая минерализация размещается в широком ореоле интенсивной пирит-марказитовой минерализации, формирование которой сопровождается осветлением гематитизированных брекчий, вызванным переходом окисленного железа (гетит, гематит) в восстановленное (пирит, марказит).

По-видимому, источником золото-аргиллизитовых руд служила ранее сформированная минерализация, характерная для объектов Кончочского рудного поля. Нисходящие золотоносные растворы в окислительных условиях сбрасывали полезный груз (Au, Hg), а на больших глубинах в восстановительной обстановке отлагали пирит и марказит.

Проведенный в небольшом объеме изотопный анализ свинца Кончочских и Поймазар-Яфчских руд (см. табл. 4) позволяет сделать лишь предварительные краткие выводы. В Поймазар-Яфчской зоне соотношения изотопов свинца в целом выше. Вероятно, это свидетельствует либо о более гетерогенном источнике свинца, либо о более резкой дифференциации изотопов свинца из-за динамотермального воздействия на сульфиды Поймазар-Яфчского узла. Возраст свинца из руд, установленный по данным изотопных определений, вряд ли отражает истинный возраст сульфидов. Полученные данные подтверждают мысль А.И.Тугаринова [11] о том, что в большинстве случаев получается более древний возраст свинца, чем возраст руд, устанавливаемый по геологическим данным. Этот же исследователь подчеркивал, что изотопный состав свинца руд указывает «на тесную генетическую связь его с блоками пород, из которых этот свинец извлекался ...» (там же, стр. 133). Так и установленный по изотопному составу свинца возраст сульфидов месторождения Скальное соответствует возрасту широко распространенных в районе карбонатных толщ девона—нижнего карбона. Поймазар-Яфчские сульфиды характеризуются

4. Возраст минерализации по изотопному составу свинца

Месторождение	Материал	Отношение изотопов свинца			Возраст, млн. лет	U/Pb	Th/Pb	Th/U
		206/204	207/204	208/204				
Кончочское рудное поле								
Скальное	Арсенопирит	18,229	15,645	38,254	390	9,93	38,72	3,90
	Пирит	18,344	15,671	38,371	356	10,01	39,00	3,90
	Пирит	18,538	15,664	38,282	200	9,93	36,93	3,72
Поймазар-Яфчская рудная зона								
Верхн.Кумарг	Арсенопирит	18,367	15,670	38,429	338	10,00	39,12	3,91
	Арсенопирит из роговиков	18,436	15,682	38,504	310	10,03	39,23	3,91
	Арсенопирит из дайки	18,449	15,680	38,534	296	10,02	39,24	3,92
Вост. Дуоба	Арсенопирит из песчаника	18,562	15,704	38,568	262	10,10	39,07	3,87
	Пирит	18,329	15,687	38,435	388	10,09	39,81	3,95

Аналитики: А.А.Агапова, В.А.Троицкий, ИГЕМ РАН, Москва

более выраженной дифференциацией изотопов свинца, что может свидетельствовать как о более гетерогенном источнике, так и о динамотермальных преобразованиях руд. Вероятность последнего подтверждается тем, что наиболее молодой возраст имеют образцы руд месторождения Яфч, которое находится ближе других к пострудным границам Петинского плутона. Возраст пирита из руд месторождения Чульбой, вероятно, еще моложе, чем определенный по свинцу.

Таким образом, в терригенных толщах Центрального Таджикистана размещаются золоторудные, комплексные и золотосодержащие месторождения разных геолого-промышленных и генетических типов. Они контролируются продольными зонами смятия и образуют рудоносные площади (рудные поля, зоны) с однотипными или политипными объектами. На этих рудоносных площадях устанавливается ранняя золото-сульфидно-вкрапленная минерализация, сходная по текстурно-минералогическим и изотопно-геохимическим характеристикам с рудами широко распространенных в СНГ большеобъемных месторождений бақырчыкского типа. Месторождения Поймазар-Яфчской зоны являются одними из ярких представителей этого типа. Неоднократно подчеркивался [5, 8] донорный характер золото-сульфидно-вкрапленной минерализации для комплексных или золоторудных штокверковых и жильных месторождений. Весьма вероятен донорный характер золото-сульфидно-вкрапленной минерализации Кончочского рудного поля, чем может объясняться сравнительно невысокий уровень золотоносности пирита в ней.

Минералогические и изотопно-геохимические данные позволяют предположить, что источником основных компонентов руд изученных месторождений были вмещающие породы, а для золото-аргиллизитового типа минерализации — ранее образованные руды, пространственно с ними ассоциирующие. Для последнего типа минерализации вероятны экзогенные условия формирования рудоносных растворов и отложение руд в процессе их нисходящей миграции.

В свете изложенного, для прогнозно-поисковых целей важен учет двух факторов. Во-первых, донорные золото-сульфидно-вкрапленные руды обычно размещают-

ся на более глубоких уровнях относительно акцепторных минеральных ассоциаций. Во-вторых, помимо вертикальной зональности, на участках с комплексной и собственно золотой минерализацией отчетливо проявлена структурная зональность.

Предпосылки выявления, а зачастую и признаки золото-сульфидно-вкрапленных и комплексных золотосодержащих руд имеются на многих рудоносных площадях Центрального Таджикистана.

Автор считает своим долгом выразить благодарность коллегам в ЦНИГРИ — Н.К.Курбанову, К.Е.Хазану, Ю.Г.Зарембо, В.Н.Сорокину — за помощь в работе и обсуждение затронутых проблем, а также сотрудникам геологической службы Таджикистана — А.Б.Дзаинукову, Е.Н.Горшкову, Н.Байгутову — за организационную помощь при сборе геологических материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вершниковская О.В., Горшков Е.Н.* Особенности пространственного размещения комплексной ртутно-сурьмяно-золотой минерализации // Геология рудных месторождений. 1985. № 3. С. 75—78.
2. *Вихтер Б.Я., Шер С.Д.* Принципы прогнозирования золотого оруденения (на примере Южного Тянь-Шаня) // Сов. геология. 1982. № 11. С. 53—61.
3. *Вихтер Б.Я., Хазан К.Е.* Зональность золото-сульфидного месторождения на основе распределения золота и других элементов в пирите и арсениопирите // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 167. С. 38—44.
4. *Вихтер Б.Я., Ершова Н.А., Левитан Г.М. и др.* Особенности металлогении золота Южного Тянь-Шаня / Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Т. V. — Алма-Ата: Наука, 1983. С. 732—734.
5. *Вихтер Б.Я.* О генетической модели золоторудных месторождений с позиции соотношения золото-сульфидных и золото-кварцевых руд / Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещ. — Новосибирск, 1985. С. 108—109.
6. *Вихтер Б.Я., Николаева Л.А.* Некоторые геолого-генетические особенности и перспективы золотой минерализации в закарстованных известняках Южного Тянь-Шаня // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 44—48.
7. *Вихтер Б.Я., Хазан К.Е.* О Rb-Sr возрасте интрузивных образований и золотого оруденения Чоринского рудного района (Ц. Таджикистан) // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 36—40.
8. *Вихтер Б.Я.* Сравнительный анализ золото-сульфидных прожилково-вкрапленных месторождений различных типов // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 72—78.

9. Горшков Е.Н., Вериковская О.В., Савченко А.П. Особенности геологического строения, вещественного состава и генезис проявлений нового золотого-аргиллизитового типа оруденения / Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. — Душанбе: Дониш, 1989. С. 11—20.
10. Ладагин Ю.А., Горшков Е.Н. Геолого-структурные условия размещения сурьмяного и ртутного оруденения на Кончочском рудном поле / Структурные условия размещения, методы прогнозирования, оценки и разведки. — Ташкент: САИГИМС, 1978. С. 30—37.
11. Тугаринов А.И. Изотопы и источник рудного вещества / Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — М.: Наука, 1976. С. 121—144.

Vikhter B.Ya.

Terrigene-hosted gold deposits in the Central Tadjikistan

Metallogenic setting of the Central Tadjikistan area in the South Tien Shan gold-bearing province is dictated by its confinement to the Tadjikistan transversal block and to the longitudinal Zeraushan-Gissar tectonic zone. The geological setting, mineralogical and isotope geochemical characteristics of ores, elements of zoning and genesis of two most characteristic terrigene-hosted gold deposits of the Central Tadjikistan are discussed.

УДК 553.462(571.51)

© Коллектив авторов, 1998

Молибден-порфиоровое месторождение Теплый Ключ 2 (Восточный Саян)

Г.Г.Карасева, В.В.Некос, С.В.Куйбида (ОАО «Красноярская горно-геологическая компания»), Г.И.Шведов (КГАЦМиЗ)

Приведена характеристика геологического строения молибден-порфиорового месторождения Теплый Ключ 2, расположенного в верховьях р. Сисим и представляющего собой линейно вытянутый кварц-молибденитовый штокверк, локализованный в зоне сочленения тектонически ослабленной зоны северо-восточного направления с субширотным сбросо-сдвигом. По результатам минералогических исследований сделан вывод о длительном формировании молибденовых руд и их связи с гранитоидами беллыкского комплекса и кварц-альбит-мусковит-биотитовыми роговиками. Корреляция распределений плотности трещиноватости и плотности прожилкования на разных глубинах указывает на концентрически-зональный характер развития рудно-магматической системы, центральное положение в которой занимают гранитоиды и руды.

Настоящая статья является результатом детального изучения наиболее крупного месторождения молибдена Красноярской части Восточного Саяна (рис. 1). Оно выявлено в 1971 году геологами Красноярского геологического управления и в даль-

нейшем опосредовано под руководством Н.С.Мишко. Первые опубликованные сведения о молибденовой минерализации в этом районе появились в конце 70-х годов [1].

Месторождение Теплый Ключ 2 нахо-



Рис. 1. Местоположение Джетского рудного поля на территории Красноярского края.

дится в центре Джетского выступа байкалид и расположено в пределах моноклинально залегающего юго-восточного крыла Джетской антиклинали (рис. 2). Эта структура сложена позднепротерозойскими глубокометаморфизованными вулканогенно-терригенными образованиями кувайской серии, прорванными дайко- и жильобразными телами силурийских (?) гранитоидов беллыкского комплекса и более поздними дайками среднего и основного составов. Протерозойские образования интенсивно изменены, а нередко превращены в кварцальбит-мусковит-биотитовые роговики. Среди них в виде прослоев мощностью до 10—15 м отмечаются биотитовые и биотит-амфиболовые разновидности, образовавшиеся за счет эффузивов.

Месторождение представляет собой линейно вытянутый кварц-молибденитовый штокверк. Оруденение приурочено как к роговикам, так и к гранитоидам и локализовано на участке пересечения зоны повышенной трещиноватости северо-восточной ориентировки с тектонически ослабленной зоной субширотного направления (рис. 3).

Трещинная структура месторождения сформирована пересечением двух тектонически ослабленных зон. Одна из них представлена межпластовым кливажом в вулканогенно-терригенных породах кувайской

серии. Она ориентирована по азимуту 30° с падением на юго-восток под углами 60 — 70° и наиболее отчетливо проявляется близ контакта терригенных и вулканогенных составляющих кувайской серии. Эта зона смещается разломом субширотного направления (азимут падения 150 — 160° , угол падения 70°) с амплитудой смещения по вертикали в первые сотни метров, который является составным элементом долгоживущего Сорско-Агульского разлома глубинного заложения. Пересечение двух отмеченных выше структур подтверждается зонами повышенной трещиноватости в форме своеобразного креста, оконтуренными изолиниями 20 трещин/м на всех гипсометрических уровнях месторождений (рис. 4, а). К узлу пересечения зон трещиноватости приурочены дайкообразные тела порфиридных гранитов, наибольшее распространение получившие в юго-западной части месторождения. Внедрение и последующее остывание интрузивов привело к образованию вокруг них дополнительной трещиноватости, наложившейся на ранее сформированную. При этом отмечается прямая зависимость ее интенсивности от объема внедрившихся масс. В пределах крестообразной трещинной структуры месторождения выделяются узколокальные зоны с максимальной (до 60 трещин/м и выше) и минимальной (ниже 10—15 трещин/м) плотностью трещиноватости. Первые отвечают тектоническим нарушениям, движения по которым происходили многократно, в том числе и в пострудное время, и залечены дайками основного состава; вторые — ядерным частям относительно крупных тел гранитоидов. Анализ распределения трещиноватости в объеме месторождения свидетельствует о незначительном изменении ее интенсивности и площади на глубину до 500 м, что может указывать на большую протяженность рудно-магматической системы и длительность ее формирования.

Молибденовое оруденение пространственно связано с гранитоидами, которые в пределах месторождения образуют три кулисообразно расположенных дайкообразных тела, вытянутых по азимуту 45 — 50° на 700 — 800 м при мощности от 50 до 120 м. Становление их происходило на разных

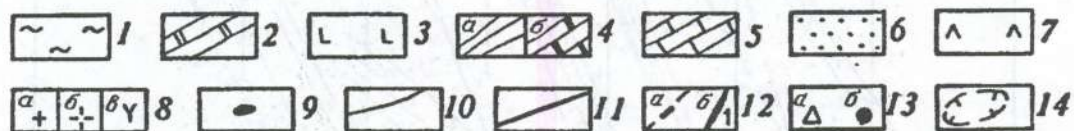
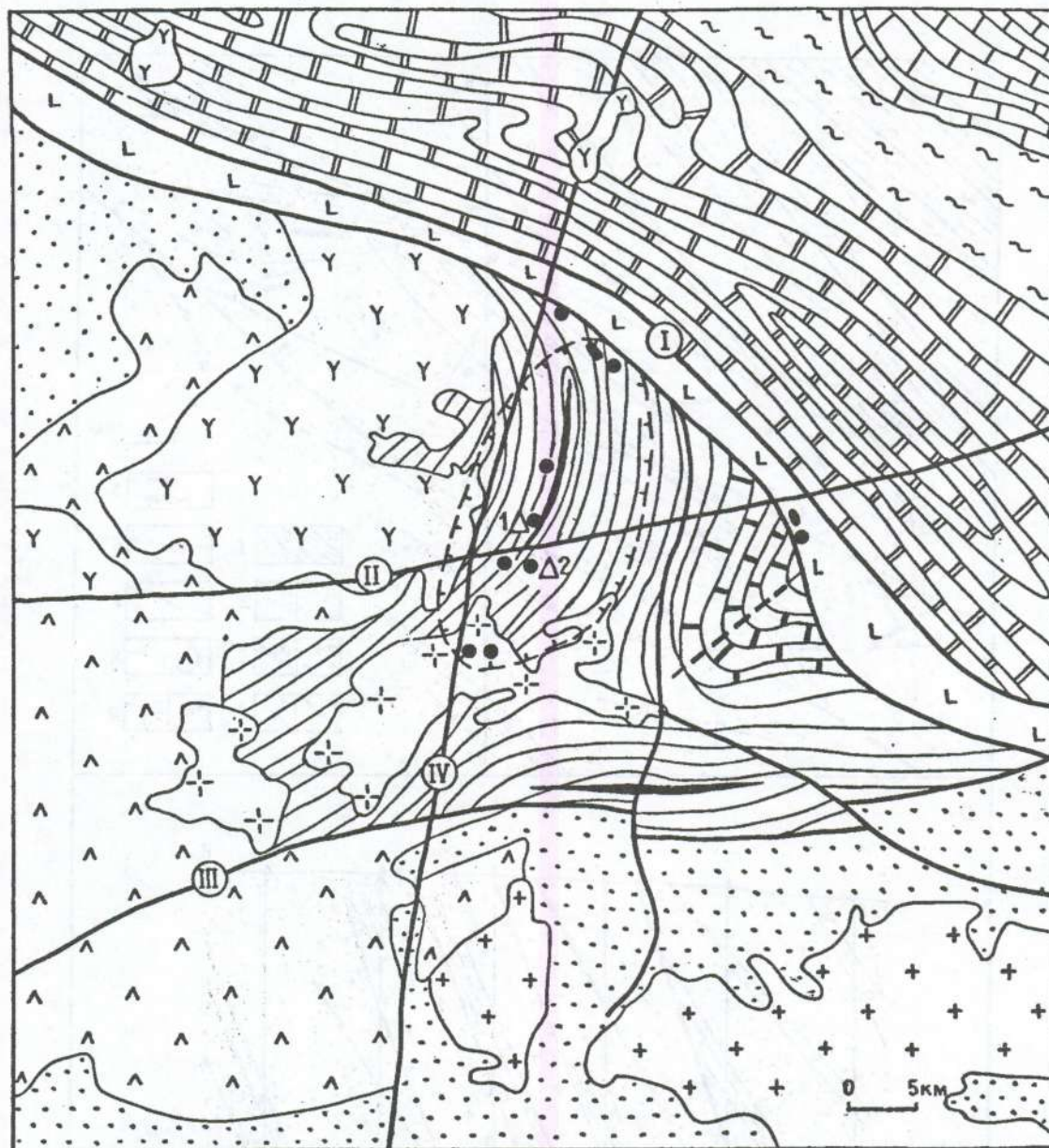


Рис. 2. Геолого-структурная схема Джетского выступа Восточного Саяна.

1 — амфиболито-гнейсовые образования Арызбейского выступа; 2 — карбонатно-сланцевые отложения Дербинского антиклинория; 3 — карбонатно-терригенная толща с подчиненным развитием эффузивов основного состава Сисим-Кизирского приразломного прогиба; 4 — отложения Джетского выступа: а — вулканогенно-терригенные, б — терригенно-карбонатные; 5 — терригенно-карбонатные отложения Манского прогиба; 6 — осадочно-вулканогенные отложения Сисим-Казырского синклинория; 7 — эффузивные отложения Минусинской впадины; 8 — гранитоиды: а — ольховского, б — беллыкского, в — буюдзульского, г — сейбинского комплексов; 9 — геологические границы; 10 — разломы: I — Восточно-Саянский, II — Сорско-Агульский, III — Бирикчольско-Таятский, IV — Аянгатинско-Баджейский; 11 — оси: а — синклиальной (Сисим-Павловская), б — антиклинальных (Джетская-1, Цензыбинская-2) складок; 12 — молибденовые объекты: а — месторождения (1 — Теплый Ключ 1, 2 — Теплый Ключ 2), б — рудопроявления и точки минерализации; 13 — граница Джетского рудного узла.

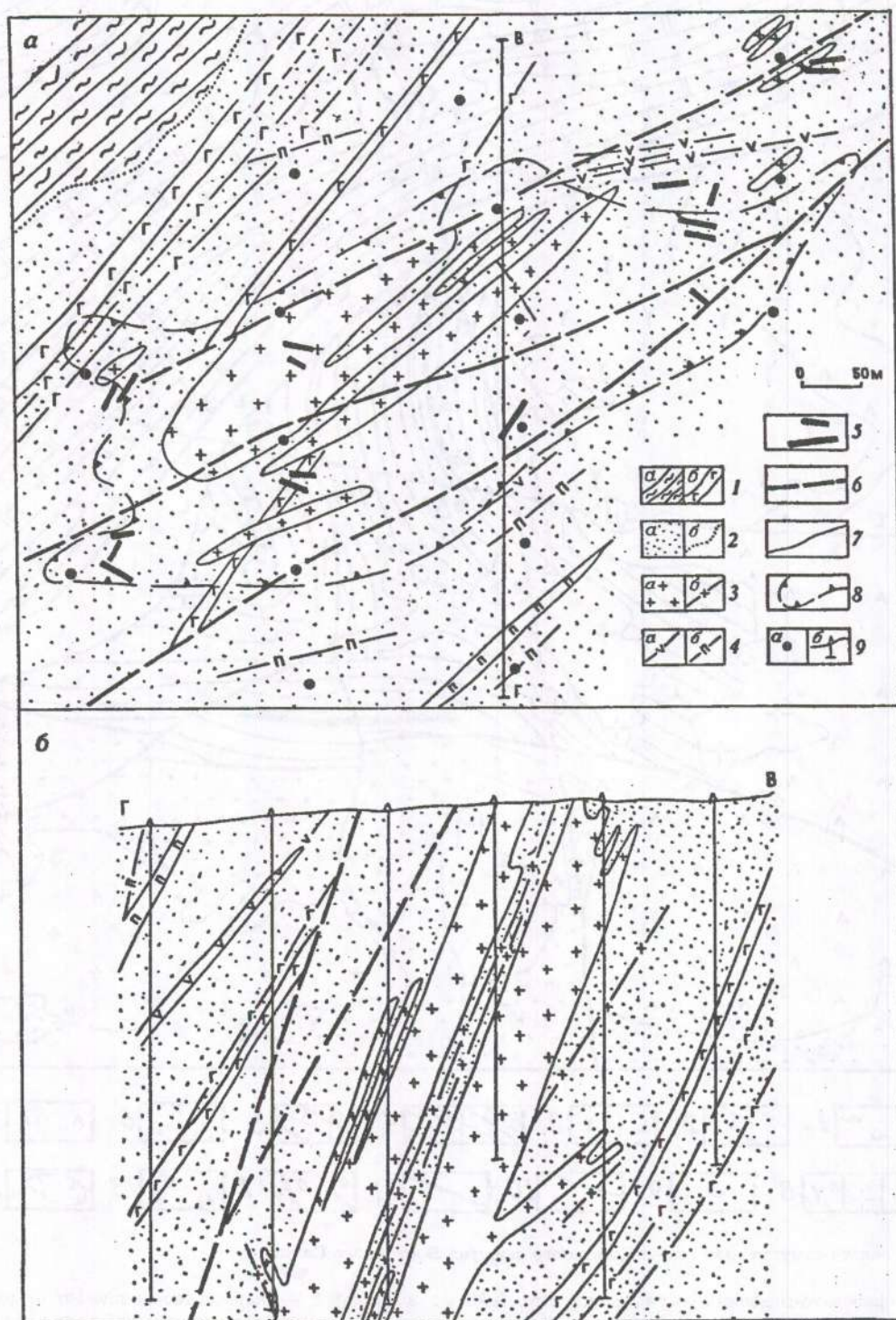


Рис.3. Схема геологического строения месторождения Теплый Ключ 2.

1 — кувайская серия: а — сланцы хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые; б — ороговикованные эффузивы основного и среднего составов; 2 — полосчатые кварц-биотит-плагиоклазовые роговики (а) и границы их распространения (б); 3 — беллыкский комплекс силура (?): а — среднезернистые порфиroidные граниты, гранодиориты; б — гранит-порфиры, аплиты; 4 — дайки: а — диабазов, микродиоритов, б — миндалекаменных плагиоклазовых порфиритов; 5 — кварцевые жилы; 6 — тектонические нарушения; 7 — геологические границы; 8 — контур молибденового оруденения; 9 — буровые скважины: а — на схеме, б — на разрезе.

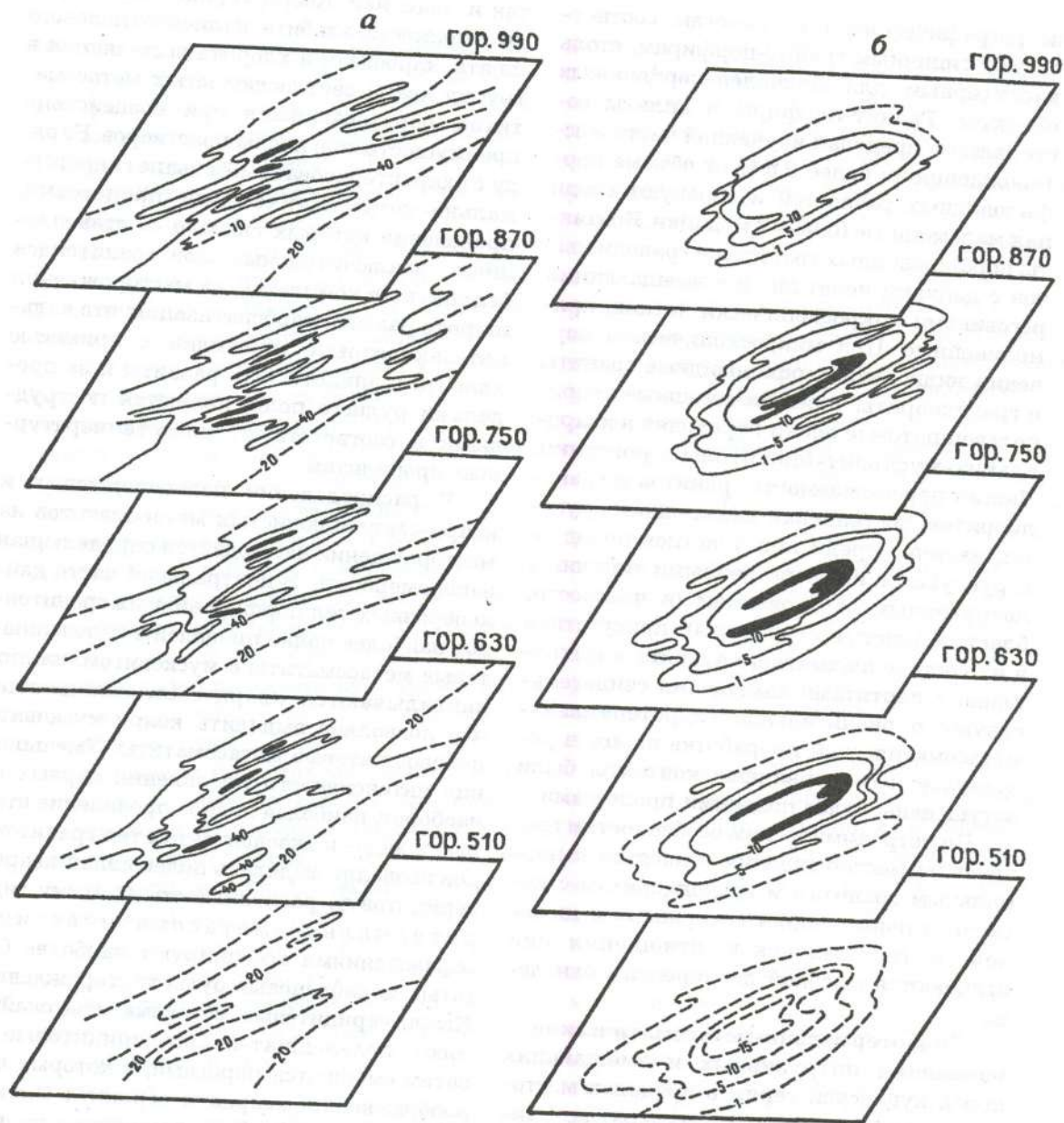


Рис.4. Изолинии распределения трещиноватости (а) и рудных прожилков (б) на разных уровнях в пределах месторождения Теплый Ключ 2.

Изолинии плотности трещиноватости соответствуют 20, 40 и 60 трещин/м; изолинии плотности прожилкования соответствуют 1, 5, 10 и 15 прожилков/м.

гипсометрических уровнях: два тела имеют выход на дневную поверхность, а третье подсечено скважинами и близ дневной поверхности расщепляется на серию даек (см. рис. 3). Объем гранитоидов постепенно увеличивается с глубиной. По минеральному составу это граниты и гранодиориты с пор-

фиробластами калиевого полевого шпата (10—20 %) сечением до 1×2 см. Обе разновидности пород находятся приблизительно в равных соотношениях и имеют постепенные переходы между собой. Им резко подчинены лейкократовые мелкозернистые граниты, аплиты. Первые по минералого-

бонатные прожилки) конформна предыдущей, несколько больше ее по размерам и носит более линейный характер. По вертикали оруденение прослежено более чем на 450 м, и оно как бы надето (в виде шапки) сверху на сближенные тела порфиroidных гранитоидов.

Наиболее распространенными рудными минералами на месторождении являются пирротин, пирит, молибденит, халькопирит; реже встречаются сфалерит, галенит, шеелит, блеклая руда, арсенопирит, магнетит, марказит. В незначительных количествах отмечаются кубанит, пентландит, герсдорфит, миллерит, сульфосоли Bi, Ag, Sb, Sn, Te. Из гипергенных минералов развиты гидроксиды железа, молибдит, повеллит, реже — гематит, ковеллин, виоларит. Из нерудных минералов преобладает кварц, с которым ассоциируют серицит, альбит, рутил, калиевый полевой шпат. Широко распространены карбонаты (кальцит, анкерит), иногда отмечается флюорит.

На месторождении выделяются три этапа минералообразования: метасоматический, гидротермальный и гипергенный.

Наиболее раннее отложение рудных минералов связано с контактово-метасоматическими изменениями пород кувайской серии при воздействии на них гранитоидов беллыкского комплекса. На этом этапе в роговиках образовались пирротин с редкими включениями пентландита, халькопирит с отдельными и редкими включениями сфалерита.

Гидротермальный этап минералообразования подразделяется на три стадии: предрудную, рудную и пострудную. С предрудной стадией связано формирование кварц-пирротин-пиритовых прожилков с редкой вкрапленностью в них вольфрамит, шеелита, сфалерита, арсенопирита, кубанита, а также минералов висмута: висмутит, козалита, тетрадимита и самородного висмута. Установлено, что эта минерализация рассекается кварц-молибденитовыми прожилками и не может в данном случае относиться к поздней, как считает Н.В.Семенова [4], стадии с полиметаллической минерализацией, а лишь пространственно с ней совмещается.

Продуктивной на молибден является рудная, кварц-молибденитовая минерали-

зация, в которой различаются две минеральных ассоциации. К ранней отнесены прожилки серого кварца мощностью до 2 см с мелкочешуйчатым молибденитом в их зальбандах. С молибденитом ассоциируют пирит, магнетит, рутил, переотложенный пирротин, халькопирит, сфалерит. Из нерудных минералов наряду с кварцем развиты альбит, калиевый полевой шпат, серицит, кальцит. Ко второй минеральной ассоциации отнесены маломощные мономинеральные прожилки молибденита, секущие ранние кварц-молибденитовые.

В пострудную стадию с кварц-карбонат-полиметаллической минерализацией из рудных минералов отлагались пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. Им уступают в количественном отношении блеклая руда, станнин, канфильдит, гессит, буланжерит, пираргирит, алларгентум, иногда встречается самородное золото. Завершилась стадия образованием метакристаллов арсенопирита и пирита.

Гипергенный этап характеризуется преобразованием первичных минералов: по пирротину развиваются мельниковит и марказит, по магнетиту — гематит, по халькопириту — ковеллин, по молибдениту — молибдит и повеллит.

Минералогическая зональность выражена нечетко и формируется вокруг порфиroidных гранитоидов. Существенно пирротиновая ассоциация с пиритом и халькопиритом выходит за пределы изученной площади месторождения. На месторождении наибольшее распространение имеет молибденит-пирит-пирротиновая с халькопиритом ассоциация, в пределах развития которой обособляются участки с существенно пиритовой минерализацией (молибденит-пирротин-пиритовая ассоциация с халькопиритом). Эти две ассоциации по существу отвечают образованиям продуктивной стадии рудного этапа и совпадают с первичными ореолами молибдена различной контрастности, а отличаются лишь полнотой проявления раннего пирротина в первой и более позднего пирита, замещающего пирротин, во второй. Ассоциации близкосовременны, нередко совмещаются в пространстве с образованием участков наиболее богатых молибденитовых руд и конформны дайкооб-

разным телам порфиридных гранитоидов.

Пирит-полиметаллическая минерализация располагается близ границы существенно пирротиновой с молибденит-пирит-пирротиновой. Она проявлена весьма неравномерно и наиболее широко распространена в юго-западной части месторождения. Пирротин-пиритовая минерализация с молибденитом занимает центральное положение в кварц-молибденитовом штокверке, и ее объем уменьшается с глубиной.

В обобщенном виде схема минералогической зональности следующая: в центре — пирит с молибденитом, затем пирит, пирротин с молибденитом, на периферии рудного штокверка преобладает пирротин. Халькопирит относится к сквозным минералам. Сфалерит и галенит развиты по флангам кварц-молибденитового штокверка, что типично для медно- и молибденпорфиридных месторождений [3].

Таким образом, месторождение Теплый Ключ 2 представляет собой кварц-молибденитовый линейно вытянутый штокверк, локализующийся в зоне сочленения тектонически ослабленной зоны северо-восточного направления с субширотным сбросо-сдвигом. Оруденение представлено

молибденовыми рудами, размещающимися как в силурийских (?) гранитоидах, так и в кварц-альбит-мусковит-биотитовых роговиках, образовавшихся за счет протерозойских вулканогенно-терригенных пород. Трепциная структура месторождения, закономерности размещения кварц-молибденитового штокверка и гидротермально-метасоматических образований свидетельствуют о концентрически-зональном развитии рудно-магматической системы, центральное положение в которой занимают гранитоиды и руды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геря В.А. Перспективы молибденового оруденения в одном из районов Восточного Саяна / Минералы и горные породы Красноярского края. Вып. 4. — Красноярск: Красноярское книжное издательство, 1977. С. 122—124.
2. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1981.
3. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибденпорфиридных месторождений. — М.: Наука, 1977.
4. Семенова Н.В. Сравнительный рудно-геохимический анализ месторождений и рудопроявлений молибдена штокверкового типа на юге Красноярского края // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 20—26.

G.G.Karaseva, V.V.Nekos, S.V.Kuibida, G.I.Shvedov

The Teply Klyuch 2 porphyry Mo deposit, the Eastern Sayan

The geological structure of the Teply Klyuch 2 porphyry Mo deposit is discussed. The deposit is located in the upper reaches of the Sisim River. It is represented by a linearly elongated quartz-molybdenite stockwork situated in an area of intersection of a NE zone of enhanced jointing with a sublatitudinal strike-slip fault. Mineralogical data suggest that Mo ores underwent a prolonged history of formation, and are related to granitoid rocks of the Bellyksky complex and to quartz-albite-muscovite-biotite hornfelses. The correlation of jointing and veinlet density patterns at variable depths points to the concentric zoned development of the ore-magmatic system, within which granites and ores occupy the central position.

УДК 553.411 (470.51/55)

© П.Г.Кучеровский, К.М.Минькин, 1998

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ РИФЕЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

П.Г.Кучеровский, К.М.Минькин (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены особенности распределения содержаний золота в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях западной зоны Башкирского мегантиклинория. Сделан вывод о длительной и сложной истории отложения и перераспределения золота в процессе осадконакопления и рудообразования.

В результате проведенного в последние годы в ЦНИГРИ изучения геологических особенностей и золотоносности разновозрастных углеродисто-терригенных отложений Урала была подтверждена связь Уральского складчатого пояса, включая центральное поднятие и западный склон, с широко известным Южно-Тяньшаньским (Кызылкумским) золотоносным поясом, углеродисто-терригенно-карбонатные и вулканогенно-терригенные комплексы которого являются вмещающей средой целого ряда крупных и уникальных месторождений золота, принадлежащих к золото-сульфидной формации. Задачей настоящего исследования было выяснение особенностей распределения золота в потенциально рудоносных комплексах терригенных и терригенно-карбонатных отложений в пределах Башкирского мегантиклинория, близких кызылкумским по геодинамической позиции и в фациальном отношении.

Башкирский мегантиклинорий входит в состав Центрально-Уральского поднятия как структура второго порядка. С учетом строения разрезов, характера складчатости и метаморфизма пород в пределах мегантиклинория выделены западная и восточная зоны [1, 6]. Разрезы рифейских отложений западной зоны (Тараташский и Ямантауский антиклинории, Инзерский синклинорий и др.) могут рассматриваться в качестве типовых [3, 4, 5, 1] и характеризуются наибольшей полнотой фациального состава и слабо проявленными процессами постседиментационного преобразования пород.

В стратотипическом разрезе рифейских отложений западной зоны выделяются, снизу вверх, образования бурзянской (R₁), юрматинской (R₂) и каратауской (R₃) серий, отвечающих крупным циклам осадконакопления (нижне-, среднерифейскому — в геодинамических обстановках линейных рифтогенно-депрессивных структур; верхнерифейскому — в условиях обширного миеосинклинального прогиба). Серии осадков, в свою очередь, подразделяются на ряд свит, из которых на долю сложенных комплексами терригенных и терригенно-карбонатных пород приходится не менее 50—60 % от общего объема отложений.

Полученные в последнее время результаты специального геохимического опробования различных по составу отложений нижне-, средне- и верхнерифейского циклов осадконакопления показали, что на фоне кларковых или околоскларковых содержаний золота здесь могут быть выделены геохимически специализированные на золото комплексы пород, характеризующиеся также положительными кларками концентрации меди, цинка, хрома, титана, никеля, элементов платиновой группы (Pt, Pd, иногда Rh), ванадия, иногда мышьяка и кобальта (таблица) и являющиеся рудовмещающими для большей части известных в пределах Авзяно-Белорецкого и Бакало-Саткинского районов рудопроявлений золота.

К рудовмещающим комплексам нижнерифейского цикла осадконакопления (бурзянская серия) относятся терригенные от-

Содержания золота и сопутствующие химические элементы с положительным кларком концентраций в терригенных и терригенно-карбонатных комплексах пород рифея Башкирского мегантиклинория

Возраст пород, серия	Комплекс пород	Свита	Содержания золота, г/т; (количество проб)	Элементы с положительным кларком концентраций	Рудопроявления золота
R ₃ , каратаусская	Карбонатно-терригенный	Миньярская, инзерская	$\frac{0,002-0,007}{0,004(76)}$	Ba, Cu, Mn	
		Катавская	$\frac{0,006-0,025}{0,009(53)}$	Ba, Cu, Pb, Zn, Sc, Ga	
	Терригенный	Зильмердакская	$\frac{0,006-0,037}{0,022(110)}$	Ba, Cu, Pb, Zn, Ag	Кагинская группа
R ₂ , юрматинская	Карбонатно-терригенный	Авзянская	$\frac{0,001-0,010}{0,005(63)}$	Ba, Zr	
	Терригенно-карбонатный	Зигазино-комаровская	$\frac{0,002-0,047}{0,024(122)}$	Cu, Ni, Co, Cr, Ti, Pt, Pd, Rh, V, Mn	Горный Прииск
	Терригенный	Зигальгинская	$\frac{0,002-0,060}{0,030(95)}$	Cu, Zn, Ni, Ti, Cr, V	Калапшикова жила Бакальского рудного поля
	Вулканогенно-терригенный	Машакская	$\frac{0,003-0,030}{0,007(51)}$		
R ₁ , бурзянская	Терригенно-карбонатный	Юшинская	$\frac{0,002-0,009}{0,005(58)}$	Cr, Zr	
	Карбонатно-терригенный	Суранская	$\frac{0,001-0,012}{0,007(55)}$	Ba, Cu, Ag, Ti, Cr, Ga, Zr	
	Терригенный	Большеинзерская	$\frac{0,002-0,053}{0,023(100)}$	Cu, Zn, Ni, Ti, Cr, V, Zr, иногда Pt	Багряжкинское, Улюкбар и др. (Исмакаевская группа)
	Вулканогенно-терригенный	Айская			

Примечание. Содержания золота определялись методом атомной абсорбции (в числителе — диапазон содержаний, в знаменателе — среднее), другие элементы определялись полуколичественным спектральным анализом (платиноиды — методом атомной абсорбции). Все анализы выполнялись в лабораториях ЦНИГРИ.

ложения большеинзерской свиты. Разрез свиты характеризуется переслаиванием разнозернистых кварц-полевошпатовых и кварцевых песчаников, алевролитов и углеродистых сланцев при подчиненной роли карбонатных отложений. В связи с постепенным увеличением вверх по разрезу количества и мощности карбонатных прослоев (мергелистых доломитов, доломитов, известняков) верхние уровни разреза могут

рассматриваться как переходные к перекрывающему карбонатно-терригенному комплексу суранской свиты нижнего рифея.

Анализируя распределение содержания золота в вертикальном разрезе комплекса, а также по латерали, относительно выделяемой по геолого-геофизическим данным осевой зоны нижнерифейского палеорифта, можно видеть, что на фоне зна-

чительных вариаций содержаний повышенными концентрациями золота характеризуются терригенные отложения нижних и средних уровней разреза свиты, развитые в области выделяемой нами приосевой зоны палеорифта (см. табл., рис. 1, 2). При этом наблюдается рост неоднородности распределения содержаний золота в направлении приосевой зоны.

Рудовмещающими отложениями среднерифейского цикла осадконакопления (юрматинская серия) являются терригенные и терригенно-карбонатные в составе зигальгинской и зигазино-комаровской свит.

Зигальгинская свита сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцитовидными песчаниками; резко под-

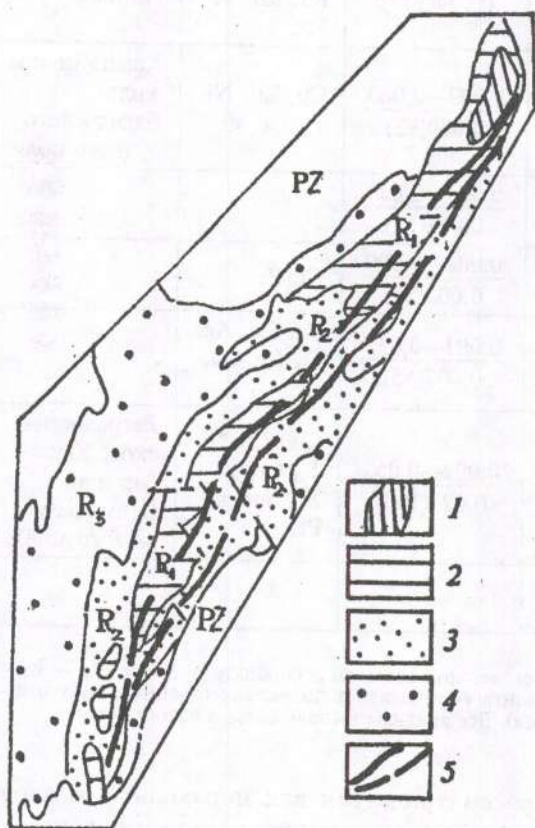


Рис. 1. Положение осевых зон ниже- и среднерифейских рифтогенно-депрессивных структур в структурно-тектонической схеме Башкирского мегантиклинория.

Структурные этажи: 1 — дорифейский, 2 — нижнерифейский, 3 — среднерифейский, 4 — верхнерифейский; 5 — положение осевых зон рифтогенных структур нижнего и среднего рифея.

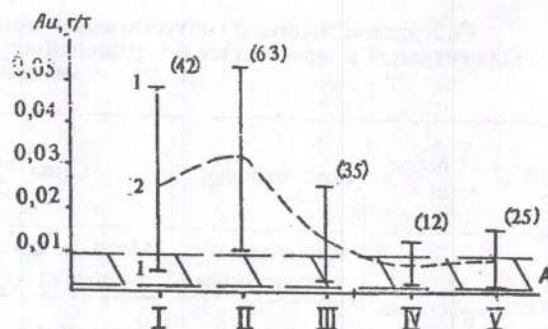


Рис. 2. Распределение содержаний золота в отложениях большеинзерской свиты.

Терригенные отложения приосевой зоны нижнерифейского рифта: I — разнозернистые песчаники, II — песчано-сланцевые образования, III — мергелистые доломиты; терригенные отложения удаленной зоны: IV — мелкозернистые песчаники, V — песчано-сланцевые образования; 1 — крайние значения содержаний в выборке; 2 — среднее арифметическое; в скобках значения коэффициента вариации (V, %); А — уровень кларковых концентраций (по К.Таркьяну и К.Ведепло).

чиненную роль в ее составе играют алевролиты и углеродистые сланцы. Перекрывающая толща представлена песчано-алевролитовыми, нередко с примесью углеродистого и карбонатного вещества, отложениями зигазино-комаровской свиты, переходящими вверх по разрезу к карбонатно-терригенным образованиям авзянской свиты, завершающим разрез среднего рифея.

Сопоставление золотоносности пород рассматриваемых комплексов в вертикальном разрезе (см. табл.) выявило тенденцию роста золотоносности (при параллельном обогащении отложений медью, сидерофильными элементами группы железа, металлами платиновой группы и др.) в терригенных отложениях начальных стадий цикла осадконакопления (зигальгинская и зигазино-комаровская свиты). Относительно приосевой и удаленной зон среднерифейского рифтогенного прогиба, в отложениях зигальгинской и зигазино-комаровской свит, так же, как это отмечалось для большеинзерской свиты, обогащенными золотом (при положительных кларках концентрации Cu, Zn, Co, Ni, Ti, Cr, V, Pt, Pd, иногда Rh) оказываются терригенные образования приосевой зоны, характеризую-

щаются также наибольшей неоднородностью распределения золота (рис. 3). Как известно, такие элементы как золото, медь, хром, кобальт, никель, титан, платиноиды в целом нередко сопровождают геохимические процессы, так или иначе связанные со становлением или переработкой продуктов основного магматизма (в данном случае, возможно, вулканогенных базальтоидных образований нижнерифейского айского и среднерифейского машакско-шатакского комплексов), отвечающих наиболее ранним

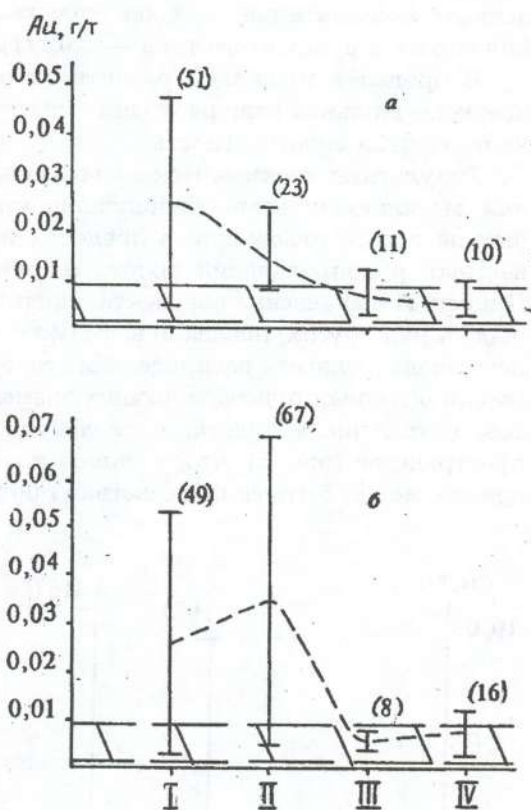


Рис. 3. Распределение содержаний золота в отложениях зигазино-комаровской (а) и загильгинской (б) свит.

Отложения зигазино-комаровской свиты приосевой зоны среднерифейского рифта: I — песчано-сланцевые, II — песчано-сланцево-карбонатные; отложения удаленной зоны: III — песчано-сланцевые, IV — песчано-сланцево-карбонатные; отложения зигалягинской свиты приосевой зоны среднерифейского рифта: I — разнозернистые кварцитовидные песчаники, II — песчано-сланцевые образования; отложения удаленной зоны: III — разнозернистые кварцитовидные песчаники, IV — тонкозернистые кварцитовидные песчаники.

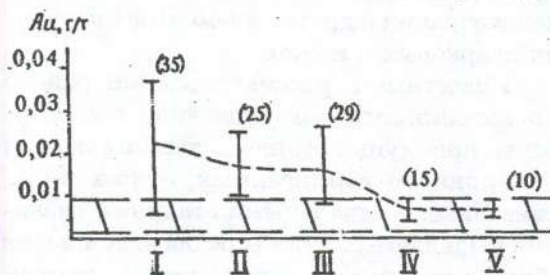


Рис. 4. Распределение содержаний золота в отложениях зильмердакской свиты.

Терригенные отложения нижних уровней разреза свиты: I — песчано-сланцевые, II — разнозернистые песчаники, III — алевролиты; терригенно-карбонатные отложения верхов разреза свиты: IV — песчано-сланцевые, V — мергелистые.

стадиям развития ниже-среднерифейского рифтогенеза.

Для верхнерифейского цикла осадконакопления (каратауская серия) проявления золоторудной минерализации известны в сочетании с терригенными отложениями зильмердакской свиты (см. табл.). По мнению большинства исследователей [4, 6 и др.], отложения свиты залегают трансгрессивно с угловым несогласием на подстилающих комплексах пород среднего рифея и сложены в основном аркозовыми и кварцитовидными песчаниками и алевролитами при подчиненной роли углеродистых сланцев и карбонатного вещества (доля которого постепенно растет вверх по разрезу свиты). Отложения этого комплекса были рассмотрены как генотип фалаховой формации [1], сходной с терригенными формациями платформ, образованными в связи с размывом и переотложением высокоглиноземистых продуктов древних кор выветривания.

Сравнение результатов послойного опробования отложений свиты показывает (рис. 4), что повышенными содержаниями золота (а также меди, свинца, серебра, бария) отличаются песчано-алевролитовые и алевролитовые образования нижних и средних уровней разреза свиты, при распределении содержаний золота, близком к равномерному (см. рис. 4). Вверх по разрезу мощность горизонтов с относительно повышенной золотоносностью и их объем по отношению ко всем породам разреза замет-

но сокращаются. Одновременно снижается концентрация и других элементов (до уровня кларковых и ниже).

Известные в рассматриваемом районе проявления золотого оруденения локализованы преимущественно в терригенных и углеродисто-терригенных отложениях, связанных с начальными стадиями развития выделяемых циклов осадконакопления (большеинзерская, зигальгинская, зигазино-комаровская и зильмердакская свиты) (см. табл.). Среди морфологических разновидностей оруденения различаются: стратиформное золото-сульфидное вкрапленное (сульфидизированные сланцы и разнозернистые песчаники); прожилково-вкрапленное (штокверковое) золото-сульфидно-кварцевое оруденение в зонах смятия; жильное и прожилково-жильное кварц-малосульфидное в крутопадающих секущих зонах разрывных нарушений.

Стратиформное оруденение чаще всего представлено выдержанными по мощности слоями изначально разнозернистых песчаников, песчано-глинистых углеродистых отложений, включающих вкрапленную сульфидную минерализацию (преобладает пирит, отмечаются халькопирит, пирротин, редко арсенопирит и др.), и переслаивающимися с неминерализованными отложениями. Мощность отдельных слоев сульфидизированных пород обычно не превышает первых метров, а нессульфидизированных — до 10 м и более. Золото тонкодисперсное, содержания его по данным атомно-абсорбционного анализа колеблются в пределах 0,25—9,23 г/т. В целом можно отметить, что появление в породах даже редкой (не более 2—3 % объема) послойной вкрапленности сульфидов (нередко с признаками осадочно-диагенетического образования) приводит к резкому повышению концентрации рудогенных элементов. Результаты силикатного анализа таких пород показали заметное увеличение в них концентрации Fe_2O_3+FeO , MgO , K_2O+Na_2O , иногда P_2O_5 .

Штокверковое золото-сульфидно-кварцевое оруденение изученных рудопоявлений контролируется положением зон смятия, сочетающихся с крутопадающими, как правило, малоамплитудными разрывными нарушениями. Распределение золота в штокверковых зонах крайне неравномер-

ное, от десятых долей до 12,59 г/т, в среднем около 3,0 г/т. В сульфидных концентратах содержания золота достигают 115,3 г/т. Оруденение сопровождается метасоматической переработкой вмещающих пород (окварцевание, кварц-серицитовые изменения, карбонатизация). Мощность зон метасоматических изменений достигает первых сотен метров.

Кварцевые золотосодержащие жилы наблюдались в сочетании с прожилково-вкрапленным золото-сульфидно-кварцевым оруденением. Содержания золота в штучных пробах составляют до 9,7 г/т (по данным эксплуатации, средние содержания золота в рудах этого типа — 5,0 г/т).

В пределах площадей развития штокверково-жильной минерализации известна россыпная золотоносность.

Результаты геохимического опробования выделяемых нами специализированных на золото отложений в пределах известных рудопоявлений золота (Горный Прииск, Исмакаевская перспективная площадь и ряд других) показали высокую степень неоднородности распределения содержания основных рудообразующих элементов, в том числе золота, в околорудном пространстве (рис. 5), что, с нашей точки зрения, может быть свидетельством прете-



Рис. 5. Распределение содержания золота в рудовмещающих терригенных отложениях и в рудно-штокверковой зоне.

Рудовмещающие отложения: I — удаленной зоны, II — промежуточной зоны, III — зоны штокверкового оруденения.

кавших здесь процессов интенсивного перераспределения вещества при тектоническом и метасоматическом преобразовании пород потенциально рудоносных комплексов.

Модель многостадийного формирования золотого оруденения представляется следующей. В периоды резкой смены условий осадконакопления при высокой тектонической активности на начальных стадиях рифтогенеза, проявившегося на западе Ю.Урала в рифейское время, создавались обстановки, благоприятные для накопления в осадках рудогенных элементов (меди, золота и др.). Особенно благоприятными, по-видимому, являлись палеодепрессии вдоль осевых зон рифтогенно-депрессионных структур. На стадии диагенеза-катагенеза металлоносных осадков, возможно, происходило образование ранних сульфидных ассоциаций с повышенными концентрациями золота и других металлов. Последующее преобразование рудообразующего вещества могло быть связано с увеличивающимся (по масштабности и силе) тектоническим воздействием и продолжающимся

редуцированным магматизмом. Можно предположить, что рудогенез в рассматриваемых геологических условиях характеризовался процессами регенерации поро- и рудообразующего вещества как в пределах одного стратоуровня, так и за его пределами, с образованием штокверково-жильного оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Келлер Б.М. О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 99—107.
2. Маслов А.В., Крупенин М.Г. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Ю.Урала). — Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
3. Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР.— Л.: Наука, 1979. С. 147—153.
4. Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала.— М.: Наука, 1976.
5. Справочник по геохимии / Авторы: Г.В.Войткевич, А.В.Кокин, А.Е.Мирошников, В.Г.Прохоров. — М: Недра, 1990.
6. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377.

P.G.Kucherevsky, K.M.Min'kin

Prospectivity of gold-bearing terrigenous and terrigene-carbonate Riphean complexes of the Bashkirian meganticlinorium

Specific features of gold content distribution in terrigenous and terrigene-carbonate deposits of the western zone of the Bashkirian meganticlinorium are discussed. It is concluded that the history of gold deposition and redistribution in the course of sedimentation and ore formation was prolonged and complicated.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



УДК.552.124.4

© Б.М.Кобцев, 1998

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Б.М.Кобцев (ЦНИГРИ МПР России)

Изучены минеральный состав и внутреннее строение пелагических железомарганцевых конкреций. Обнаружена переходная зона между ядром и рудной оболочкой конкреций, сложенная аморфным материалом — продуктом разложения материала ядра. Предложена гипотеза образования конкреций, которая учитывает минеральный состав и пространственное расположение слагающих конкрецию минералов и предполагает подводное выветривание исходной породы, осаждение и окисление растворенного в океанской воде двухвалентного марганца и раскристаллизацию рудного материала с образованием конкреционных структур.

Пелагические железомарганцевые конкреции являются одним из наиболее перспективных видов минерального сырья. В настоящее время достигнут значительный прогресс в изучении их химического и минерального составов, источников рудного вещества, распределения рудных залежей на дне океанов [6, 7, 8, 11]. В вопросе генезиса железомарганцевых конкреций, однако, остается много неясного. Специфические условия, в которых образуются конкреции — основная масса рудного вещества поступает из океанской воды, т.е. из раствора — обусловили широкое применение методов химии, геохимии и термодинамики при решении вопроса об их генезисе. Тем не менее даже на основной вопрос — каким образом происходит окисление и осаждение главного компонента железомарганцевых конкреций — марганца — из недосыщенного раствора океанской воды — нет однозначного ответа (известно, что концентрация марганца в среднем 0,027 мкг/л, основные формы растворенного марганца Mn^{2+} — 58—77 % и $MnCl^-$ — 14—30 % [2]).

Проведение систематического минералогического исследования железомарган-

цевых конкреций с изучением взаимоотношений между минералами в данном случае невозможно, т.к. размер зерен минералов составляет, как правило, первые микрометры и менее, а минеральные агрегаты находятся в теснейших взаимных прорастаниях. Наиболее перспективным в данном случае представляется выявление взаимоотношений между слагающими конкреции минералами на основе полученных к настоящему времени экспериментальных данных.

Автором изучена коллекция конкреций (38 образцов) и илов, на которых они были расположены, из Центральной котловины Тихого океана (рис. 1). В коллекцию вошли конкреции, материал ядра которых представлен вулканическими породами, в той или иной степени замещенными рудным веществом.

По морфологическим признакам выделено три основных типа конкреций: эллипсоидальный, сфероидальный и сростковый. Последний тип преобладает. Размеры конкреций всех типов колеблются в пределах 2—6 см. Ядра конкреций имеют размер 2—4 см, мощность рудной оболочки от 0,5

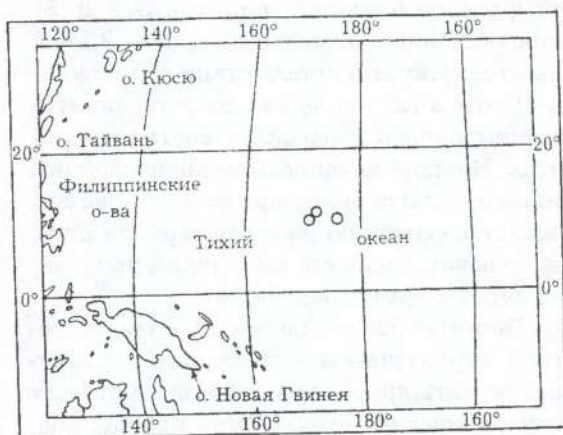


Рис. 1. Места отбора (кружки) образцов железомарганцевых конкреций.

до 3,0 см. Сфероидальный и эллипсоидальный типы, как правило, одноядерные, сростковый — многоядерный. Несмотря на различия в морфологии, изученные конкреции обнаруживают сходство в минеральном и химическом составах, внутреннем строении, характере взаимоотношения ядра и рудной оболочки. Поэтому здесь будет дано детальное описание только одной конкреции, поднятой в Центральной котловине Тихого океана. Выбор именно этой конкреции обусловлен наименьшей степенью замещения в ней силикатного ядра рудным материалом, что позволяет провести более детальное изучение мине-

рального состава материала ядра, а также характера взаимоотношения ядра и рудной оболочки.

Морфологически эта конкреция относится к уплощенно-эллипсоидальному типу [1]. Поперечный разрез ее представлен на рис. 2. Рудная оболочка асимметричная: ее ширина с одной стороны ядра достигает 3,5 см, с другой — лишь 0,2—0,5 см. Поверхность конкреции со стороны более широкой рудной оболочки — гладкая, со стороны узкой — шероховатая. Ядро конкреции имеет таблитчатую форму и толщину 2,0—3,0 см.

При микроскопическом изучении установлено, что материал ядра имеет микропорфиоровую структуру со стекловатой основной массой. Иногда основная масса имеет полосчатую текстуру, которая подчеркивается различной степенью раскристаллизации стекла или рассеянными кристалликами плаггиоклаза. Слабо раскристаллизованное стекло буроватого цвета включает микролиты олигоклаза размером до 0,2 мм и отдельные выделения менее раскристаллизованного стекла округлой и овальной формы диаметром до 0,1—0,5 мм. Последние могут иметь вид псевдооолитов (рис. 3) с колломофно-слоистой текстурой из переслаивания рудных и силикатных слоев. Существует ряд непрерывных переходов от не замещенных рудным материалом округлых выделений стекла до полнос-

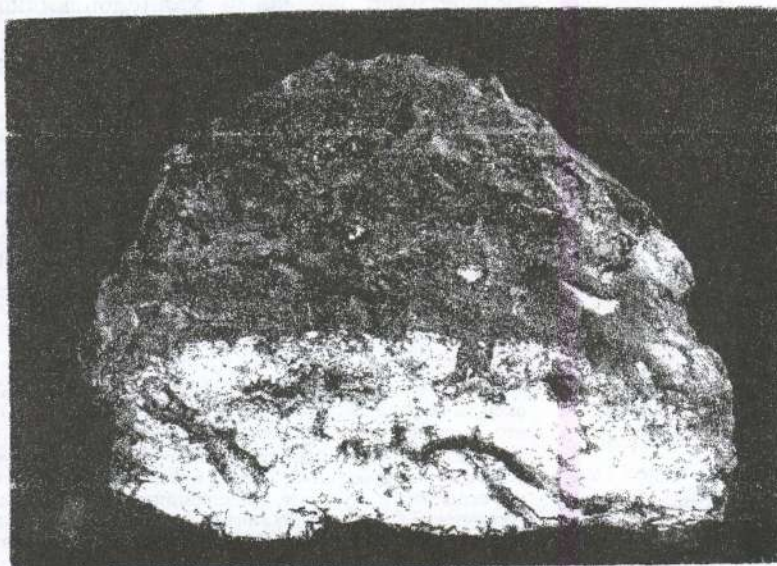


Рис. 2. Поперечный разрез железомарганцевой конкреции.

Темное — рудная оболочка; светлое — силикатное ядро.

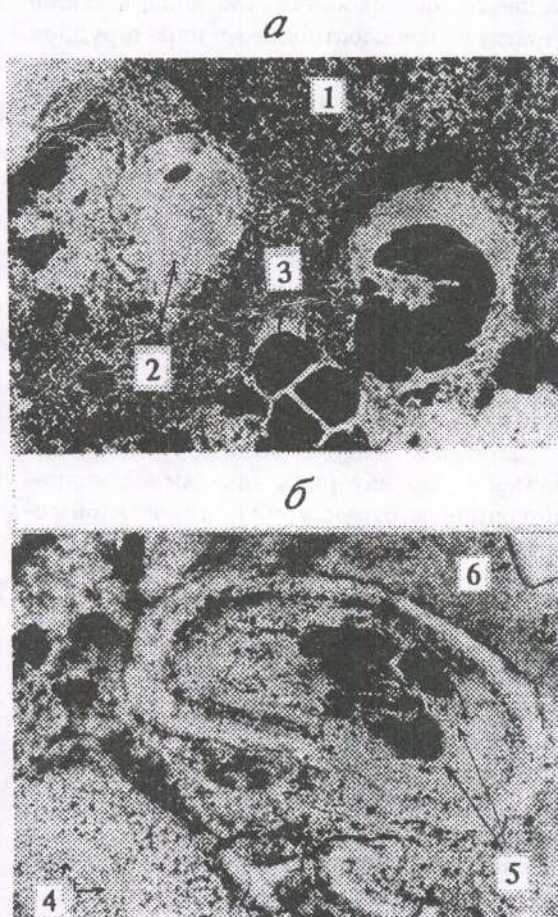


Рис. 3. Внутреннее строение ядра конкреции.

а — псевдооолиты и аморфные округлые выделения, б — вторичный аморфный продукт ядра и замещение его рудным материалом; 1, 4 — материал ядра; 2 — округлое выделение аморфного материала; 3 — рудный материал псевдооолита; 5 — начальная стадия замещения рудным материалом аморфного материала ядра; 6 — зерно плагиоклаза. Увел. 300.

тью замещенных рудным материалом псевдооолитов.

Кроме того, рудное вещество развивается по трещинам материала ядра, образуя дендриты, сложенные отдельными глобулами рудного материала.

Рентгенофазовый анализ материала ядра показал, что он сложен преимущественно неупорядоченным смешанослойным минералом. Дифрактограмма 1 на рис. 4 практически полностью соответствует смешанослойному минералу слюда-монтмориллонит с отношением слоев слюды к слоям монтмориллонита $w_c:w_m = 0,2:0,8$,

при факторе ближнего порядка $S = 0$ [5]. Дифракционное отражение с $d = 3,19 \text{ \AA}$ свидетельствует о присутствии плагиоклаза. Плагиоклаз, определенный по рентгеновским данным, отражает состав микролитов. Неупорядоченный смешанослойный минерал слюда-монтмориллонит слагает, очевидно, основную массу материала ядра, т.к. не обнаружено его выделений при микроскопическом исследовании.

Таким образом, по минеральному составу, структурным и текстурным особенностям материала ядра его можно отнести к вулканической стекловатой породе, подвергшейся гидротермальной проработке. Материал стекла основной массы породы в результате переработки превратился в неупорядоченный смешанослойный агрегат слюда-монтмориллонит. Преобразование вулканической породы происходило, вероятно, либо под воздействием океанской воды, либо под действием гидротермальных растворов [12].

В рудных оболочках конкреций при микроскопическом изучении обнаружена та же, что и в псевдооолитах, колломорфно-слоистая текстура с концентрически чередующимися зонами. Отмечается два типа рудных слоев: с серой и светло-серой окраской в отраженном свете. В прослоях рудной оболочки находятся как включения отдельных минералов, так и участки силикатной породы ядра. Кроме того, в прослоях рудной оболочки наблюдаются выделения гидроксидов железа и халцедоновидного материала.

Марганцевые минералы рудной оболочки, по данным рентгенофазового анализа, представлены вернадитом и 10 \AA минералом марганца*. Минеральный состав силикатной составляющей рудной оболочки был определен после удаления марганцевых минералов и гидроксидов железа (обработка образца $5,0 \text{ M}$ раствором гидрокси-

* « 10 \AA минералы марганца» (« 10 \AA манганаты», « 10 \AA оксиды марганца», « 10 \AA марганцевые фазы» и т.д.) — это условное общее название минералов марганца, один из периодов элементарной ячейки которых $\approx 10 \text{ \AA}$: асболан, асболан-бузерит, бузерит-I, бузерит-II, неустойчивый бузерит, разновидности тодорокита. Диагностика этих минералов методом рентгенофазового анализа затруднена. Детальная диагностика каждого из них осуществляется методом дифракции электронов (микродифракция) [13].

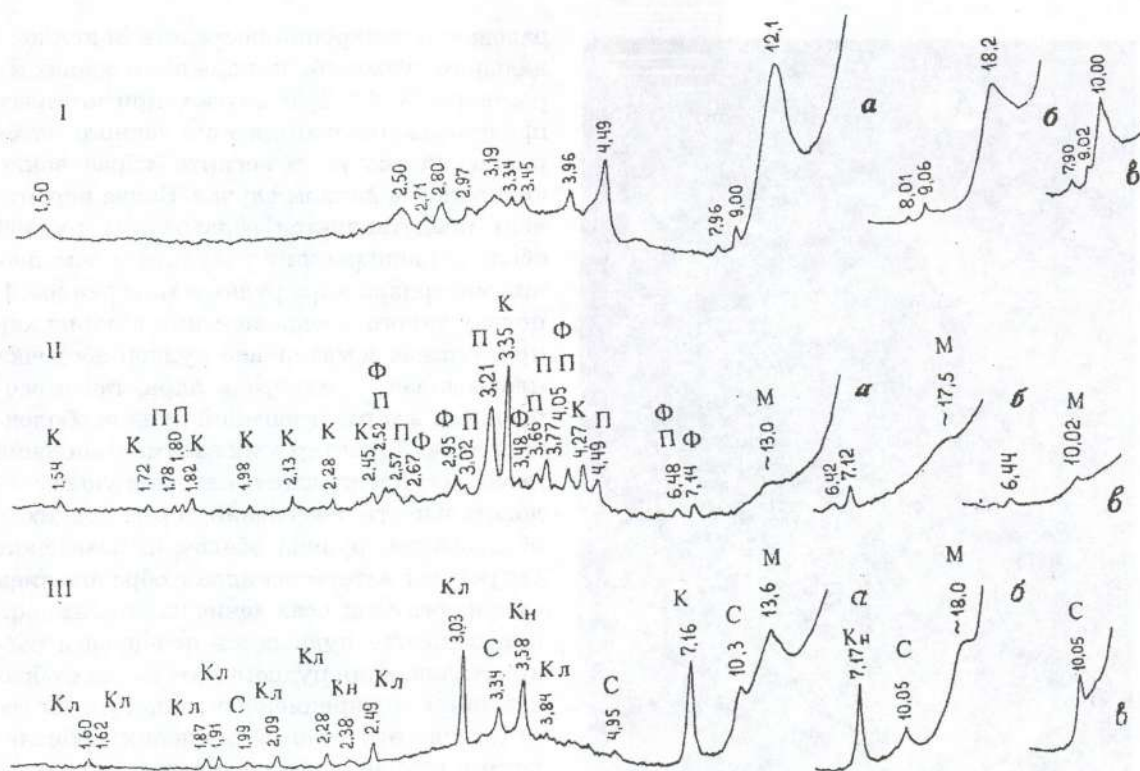


Рис. 4. Дифрактограммы силикатного материала: ядра конкреции — I; рудной оболочки конкреции — II; подстилающего конкреции океанского ила — III.

а — воздушносухой материал; б — материал, насыщенный глицерином; в — материал, прокаленный при температуре 550°C. Буквы над пиком обозначают принадлежность этого пика к дифракционной картине соответствующего минерала: К — кварц, П — плагиоклаз, Ф — филлипсит, С — слюда, Кл — кальцит, Кн — каолинит, М — смектит. Условия получения дифрактограмм: ДРОН-2, Си-излучение, графитовый монохроматор, $U = 30 \text{ kV}$, $I = 30 \text{ mA}$, $V_{\text{сч}} = 1^\circ/\text{мин}$, шкала 1000 имп./сек.

ламينا в 3,0 М соляной кислоты). Преобладающими силикатными минералами являются кварц и плагиоклаз (см. рис. 3, II). В подчиненном количестве присутствует целолит, вероятно, из группы филлипсита. Слабый пик с межплоскостным расстоянием около 13,0 Å, смещающийся при обработке образца глицерином к 17,5 Å, свидетельствует о присутствии разбухающего минерала — смектита, более точное определение которого вследствие незначительного количества его в образце оказалось невозможным.

На границе рудной оболочки и ядра конкреции обнаружена переходная зона шириной до 30—40 мкм (рис. 5), сложенная аморфным веществом, в котором иногда отмечается слоистость. Со стороны рудной оболочки наблюдается постепенное обога-

щение переходной зоны рудным веществом, дающим по мере обогащения конкреционные текстуры.

Методом рентгеноспектрального микроанализа определен химический состав светло-серых рудных и силикатных слоев псевдооолита ядра и светло-серых рудных и силикатных слоев рудной оболочки (табл.). Состав определен в трех точках рудной оболочки: на контакте с ядром — вблизи переходной зоны, в средней части и на периферии рудной оболочки. Химические составы рудного и силикатного слоев различаются по содержанию марганца, кремния, меди, никеля и серы, при примерно одинаковом содержании железа. Силикатные слои обогащены кремнием и серой, рудные — марганцем, медью и никелем. Как рудные, так и силикатные слои рудной

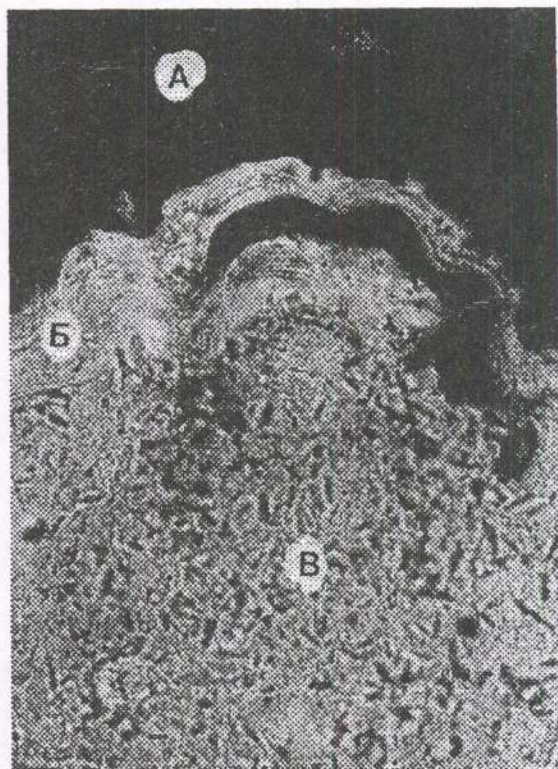


Рис. 5. Внутреннее строение конкреции.

А — материал ядра; Б — материал переходной зоны; В — материал рудной оболочки. Увел. 300.

оболочки и псевдооолитов имеют сходный состав.

На рисунке 4, III приведена дифрактограмма образца ила. Дифракционная картина на ней соответствует смеси следующих минералов: кальцит, каолинит, монтмориллонит, слюда и, в подчиненном количестве, вероятно, хлорит.

Данные по минеральному составу силикатной составляющей рудной оболочки конкреции, а также минеральному составу илов, на которых залегают эти конкреции, совпадают с приводимыми в литературе для данного района Тихого океана. Основными минералами илов являются кальцит, каолинит, монтмориллонит, слюда. Для рудной оболочки конкреций характерны следующие силикатные минералы: кварц, плагиоклаз, а также цеолит, смектит. Такое различие в минеральном составе должно свидетельствовать об отсутствии консервации материала осадка при образовании конкреции. Следовательно, механизмы об-

разования конкреций посредством коллоидального стяжения, выпадения в осадок из раствора [3, 4, 14] и другие, при которых предполагается консервация донного материала, не могут объяснить образование конкреций в данном случае. Более вероятным представляется образование рудной оболочки конкреции в результате замещения материала ядра рудным материалом. В пользу такого предположения говорят как присутствие в материале рудной оболочки плагиоклаза — минерала ядра, так и особенности взаимоотношений рудной оболочки и ядра. Характер этих взаимоотношений позволяет предполагать следующую последовательность изменений, приводящих к образованию рудной оболочки: изменение структуры материала ядра с образованием аморфного слоя, осаждение на этом аморфном веществе рудных компонентов и раскристаллизация рудного материала с образованием конкреционных текстур. Более отчетливо эти взаимоотношения проявляются в случае образования псевдооолитов. В обоих случаях возникают одинаковые конкреционные текстуры и одинаковые по составу рудные и силикатные слои конкреций (см. табл.).

Образование рудной оболочки конкреции, согласно предполагаемому механизму, происходит на обломках горной породы. Направление развития протекающих процессов — от периферии обломка породы к его центру, в этом же направлении происходит и образование рудной оболочки. Малые размеры (менее 30—40 мкм) переходной зоны — аморфного слоя — говорят о том, что скорость протекания процессов определяется, в основном, скоростью изменения структуры материала ядра.

Если исходить из предложенного механизма образования рудной оболочки, то можно следующим образом объяснить минеральный состав конкреции и пространственное расположение минералов в ней. В результате подводного выветривания происходит разложение исходной породы. Аморфные продукты разложения образуют переходную зону. Вследствие более высокой дисперсности основной массы материала ядра скорость разложения ее выше, чем минералов-вкрапленников. Поэтому плагиоклаз сохраняется дольше и присут-

Состав рудных и силикатных слоев конкреции (данные рентгеноспектрального микроанализа, %)

Элемент	Слой псевдооолита		Слой рудной оболочки					
			Участок на контакте с переходной зоной		Средний участок		Периферийный участок	
	рудный	силикатный	рудный	силикатный	рудный	силикатный	рудный	силикатный
Mn	38,42	4,91	38,13	5,05	34,29	6,20	37,64	5,86
Ni	1,21	0,23	1,27	0,26	2,37	0,36	1,70	0,26
Cu	1,85	0,24	1,66	0,33	1,91	0,31	1,52	0,33
S	0,02	0,97	0,04	0,51	0,03	1,08	0,07	0,64
Fe	0,77	0,73	0,70	0,73	1,44	1,13	1,10	1,54
Si	2,38	51,14	0,57	28,77	2,06	25,41	0,97	н/опр

Примечание. Даны средние значения нескольких определений по отдельному слою. Аналитик С.М.Сандомирская (ЦНИГРИ).

ствует в рудной оболочке в значительном количестве.

Смешанослойный минерал слюдамонтмориллонит разлагается практически полностью. Вероятно, его остатком можно считать незначительное количество смектита, обнаруженное в материале рудной оболочки.

По мере формирования рудной оболочки наступает насыщение поровых вод в ней продуктами разложения материала ядра. Из насыщенного раствора кремнезем отлагается в виде халцедона, который впоследствии частично раскристаллизовывается до кварца. Еще один продукт, который кристаллизуется из пересыщенного порового раствора конкреций, — это минерал из группы цеолитов. На рис. 6 представлена схема, отражающая описанные выше минералогические изменения, происходящие при формировании железомарганцевых конкреций.

Таким образом, силикатная составляющая рудной оболочки конкреции может быть сложена минералами-реликтами материала ядра, продуктами его разложения, либо минералами, образовавшимися *in situ*, т.е. в рудной оболочке.

Образовавшиеся в переходной зоне конкреции аморфные продукты разложения материала ядра, в частности, кремнезем, обладают хорошими сорбционными свойствами. При сорбции кремнеземом из растворов кластеров или отдельных ионов возможно их химическое взаимодействие с поверхностью с окислением ионов металлов [9]. Возможность сорбции Mn^{2+} из рас-

твор кремнеземом, его окисление до Mn^{4+} и отложение в форме гидроксида экспериментально продемонстрировали Е.С.Ромм и др. [10]. Это объясняет отложение гидроксидов марганца в переходной зоне, где на поверхности кремнезема происходит сорбция из океанской воды Mn^{2+} и окисление его до Mn^{4+} с образованием труднорастворимых гидроксидов марганца, которые и дают скопления рудного вещества. При первоначальном накоплении гидроксиды марганца присутствуют в форме вернадита. Марганец, входящий в состав вернадита, находится в четырехвалентной форме [6].



Рис. 6. Схема минералогических преобразований при формировании рудной оболочки железомарганцевой конкреции.

В составе 10 Å минерала марганца присутствуют как четырехвалентный, так и двухвалентный марганец [6]. Образование этого минерала можно объяснить, если предположить, что отложение гидроксидов железа в рудной оболочке обязано реакции окисления двухвалентного железа на соединениях четырехвалентного марганца [15]. Выпадение из раствора труднорастворимых гидроксидов железа в таких реакциях сопровождается образованием двухвалентного марганца. Такая реакция должна происходить между двухвалентным железом, растворенным в воде, и вернадитом. Последний, возможно, при этом преобразуется в 10 Å минерал марганца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас морфологических типов железомарганцевых конкреций Тихого океана. Авторы: Л.И.Аникеева, С.И.Андреев, О.А.Алексеева и др. — Printed in Geofyzika Vno Czechoslovakia, 1985.
2. Батулин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. — М.: Наука, 1986.
3. Волков И.И. Железомарганцевые конкреции. / Геохимия донных осадков. — М.: Наука, 1979. С. 414—467.
4. Волков И.И. К вопросу о механизме формирования железомарганцевых конкреций в современных осадках // Геохимия. 1977. № 6. С. 916—924.
5. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов // Тр. Геологического института АН СССР. Вып. 295. 1976. С. 170.
6. Железомарганцевые конкреции Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии им П.П.Ширшова АН СССР. 1976. Т. 109.
7. Железомарганцевые конкреции Мирового океана // Тр. ВНИИ геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. 1984. Т. 192.
8. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР. 1986. Т. 122.
9. Модифицированные кремнеземы в сорбции, катализе и хроматографии. — М.: Химия, 1986.
10. О возможном механизме осаждения металлов на геохимическом барьере поверхность осадка—вода / Авторы: Е.С.Ромм, А.А.Рубашкин, А.И.Айнемер, Б.А.Холодницкий / Геология морей и океанов. Тез. докладов 7 Всесоюзной школы морской геологии. 1986. Т. 3. С. 219.
11. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана. — Л.: Недра, 1987.
12. Холодкевич И.В., Котов Н.В., Курносов В.Б. Экспериментальное изучение вторичных изменений вулканических стекловатых пород в чистой и модельной морской воде при повышенных Р-Т-параметрах / Минеральные преобразования пород океанического субстрата. — М.: Наука, 1981. С. 67—72.
13. Чухров Ф.В., Горшков А.М., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. — М.: Наука, 1989.
14. Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1958. Vol. 13. P. 153—212.
15. Krishnamurti G.S.R., Huang P.M. Influence of manganese oxide minerals on the formation of iron oxides // Clays and Clay Miner. 1988. V. 36. № 5. P. 467—475.

Kobtsev B.M.

Mineral composition, internal structure and probable mechanism of formation of Fe-Mn nodules

The examination of the mineral composition and internal structure of deep-sea Fe-Mn nodules revealed the presence of transitional zones between the cores and ore crusts (shells) of the nodules. These zones are composed of some amorphous material which formed as a result of partial core decomposition. A genetic hypothesis is proposed which takes into account the mineral composition and spatial distribution of minerals incorporated in the nodules and involves the following processes: submarine weathering of the initial rock, deposition and oxidation of Mn^{2+} which is dissolved in the oceanic water, and ore matter crystallization resulting in the formation of nodular structures.

УДК 549.753.11:552.323.6 (571.56)

© И.П.Илупин, 1998

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АПАТИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ

И.П.Илупин (ЦНИГРИ МПР России)

Изучены образцы апатита из кимберлитов и карбонатитовых брекчий Якутской провинции. Показано, что содержания малых и редких элементов в апатитах в пределах кимберлитовой трубки (дайки), а также в апатитах из разных тел варьируют; вместе с тем выявляются индивидуальные особенности апатита из отдельных тел кимберлитов. Отмечено, что присутствие в шлиховых ореолах крупных зерен апатита является показателем убогой алмазности коренного источника.

Апатит встречен во многих телах (трубках и дайках) кимберлитов и близких к ним пород.

Апатит в кимберлитах Якутии по особенностям морфологии можно разделить на апатит вкрапленников, апатит связующей массы и апатит радиально-лучистых агрегатов. Кроме того, апатит — это обычный акцессорный минерал метаморфических пород, обломки которых захвачены кимберлитовой магмой из кристаллического фундамента. В тех трубках, где в заметных количествах присутствуют ксенолиты этих пород, в тяжелых фракциях дробленых проб встречаются зерна апатита неправильной формы, иногда полупрозрачные. Обычный размер зерен 0,2—0,5 мм, реже до 1 мм. Нередки находки такого апатита, например, в тяжелых фракциях дробленых проб кимберлитов трубок Удачная и Дальняя (Далдынское поле), где ксенолиты метаморфических пород достаточно обильны. От апатита вкрапленников ксеногенный апатит отличается меньшими размерами зерен, от апатита основной массы — неправильной формой зерен. В настоящей работе ксеногенный апатит не рассматривается.

Результаты изучения апатита из Якутской кимберлитовой провинции приводились и ранее. В частности, рентгеноспектральным методом были определены содержания редкоземельных элементов во вкрапленниках апатита из кимберлитов [3]. Химический состав апатита из кимберлитов и из карбонатитовых брекчий детально

изучен З.В.Васильевой [1]. Ею приведены результаты анализа вкрапленников апатита из 6 кимберлитовых трубок и зерен из аллювия реки Нача-Балаганнах, апатита связующей массы из трубки Амакинская-Южная и из дайки Бортовая, а также апатита из четырех трубок карбонатитовых брекчий. Анализ выполнен методом «мокрой химии», соотношение РЗЭ определено хроматографическим методом. Требовались большие навески, поэтому пробы приходилось составлять из большого числа (от 10—20 до сотен) зерен апатита. Данные об особенностях химического состава отдельных вкрапленников апатита, а тем более отдельных зерен апатита связующей массы отсутствуют.

В настоящем сообщении излагаются результаты анализа апатита микрорентгеноспектральным методом. Анализ выполнил И.А.Сафонов на приборе «Камебакс» в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии РАН (Новосибирск). Содержание фтора определено в химической лаборатории, аналитик И.М.Фоминых.

Изучены вкрапленники апатита из 9 кимберлитовых тел, апатит связующей массы из трех трубок, апатит радиально-лучистых агрегатов из двух трубок, апатит карбонатитовых брекчий из 7 трубок. Средние (по объектам) содержания определявшихся компонентов показаны в таблице 1. Для сравнения проанализирован также апатит из Гулинской интрузии (Маймеча-Котуйская провинция щелочно-ультраос-

1. Содержание малых и редких компонентов в апатитах — средние значения по изученным объектам (в %)

Объект (трубка, дайка)	n*	F	Cl	SO ₃	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	FeO
Вкрапленники в кимберлитах										
Светлая (Ал)	10	2,02	<0,01	<0,01	0,47	0,06	0,18	0,10	0,11	0,04
Коллективная	7	2,09	<0,01	<0,01	0,49	0,06	0,17	0,10	0,10	0,04
Снежинка	2	1,70	0,04	0,04	0,32	0,02	0,11	0,18	0,34	0,15
Водораздельная	2	2,08	0,03	0,03	0,61	0,10	0,29	0,20	0,24	0,09
Аномалия 134	20	1,94	0,03	0,04	0,31	0,04	0,11	0,17	0,27	0,13
Восток-6	5	2,13	0,01	0,02	0,52	0,08	0,20	0,14	0,21	0,08
Хризолитовая	7	2,03	0,01	0,04	0,41	0,06	0,16	0,12	0,19	0,08
Маричка	5	2,00	0,02	0,05	0,37	0,06	0,16	0,13	0,25	0,13
Русловая	5	1,87	0,02	0,12	0,59	0,15	0,40	0,24	0,17	0,08
Альпийский	1	3,51	<0,01	0,04	0,80	0,15	0,39	0,40	0,28	0,13
р.Нача-Балаган-нах										
Из связующей массы кимберлитов										
Амакинская-ю.	3	1,56	0,08	0,17	0,58	0,07	0,03	0,17	0,10	0,05
Айхал	4	1,13	0,04	0,03	0,38	0,18	0,43	0,20	0,11	0,01
Бортовая	3	1,06	0,06	0,06	0,44	0,13	0,28	0,22	0,15	0,01
Радиально-лучистые агрегаты из кимберлитов										
Новинка	3	2,32	<0,01	0,02	1,95	<0,01	<0,01	0,01	0,24	0,06
Светлая (Чом)	1	1,73	<0,01	0,02	7,20	0,01	<0,01	0,24	0,07	0,04
Из карбонатитовых брекчий (СЗ часть Якутской кимберлитовой провинции)										
Герасим	5	1,16	0,07	0,03	0,30	0,05	0,14	0,37	0,24	0,18
Мокрец	2	1,13	0,07	0,03	0,29	0,07	0,11	0,32	0,23	0,16
Гамбурцева	5	1,74	0,03	0,04	0,41	0,08	0,16	0,25	0,31	0,13
Ферсмана	5	1,76	0,02	0,03	0,45	0,13	0,28	0,29	0,28	0,14
Бетехтина	5	2,03	0,02	0,04	0,75	0,16	0,38	0,36	0,21	0,14
Ефремова	5	2,05	0,02	0,04	0,64	0,17	0,40	0,35	0,27	0,16
Аномалия 39	5	2,44	0,03	0,03	0,87	0,18	0,38	0,37	0,24	0,14
Из Гулинского ультраосновного щелочного массива										
Обр. В-100	2	1,84	<0,01	0,03	0,45	0,07	0,16	0,16	0,03	<0,01
Обр. В-118	3	1,28	0,01	0,03	0,32	0,06	0,17	0,24	0,08	<0,01
Штольня 2	1	2,52	<0,01	0,01	0,56	0,06	0,07	0,06	<0,01	<0,01
Из карбонатитов Колорадо, США [6]										
Айрон Хилл**	7	1,5— 3,3	0,01— 0,06	0,05— 0,18	0,52— 0,89	0,07— 0,31	0,12— 0,48	0,02— 0,23	0,01— 0,03	0,03— 0,18

*n — количество проб

** Приведены пределы колебаний содержаний компонентов

новых пород): образцы В-100 и В-118 из южного карбонатитового тела, образец меланит-флогопит-диопсидовой породы из штольни 2.

Всего выполнен анализ 64 образцов вкрапленников, 10 образцов апатита из основной массы, 4 образцов апатита из радиально-лучистых агрегатов, 32 образцов из карбонатитовых брекчий, 6 образцов из Гулинской интрузии. Здесь же приведены

данные о составе апатита из карбонатитов Айрон Хилл, Колорадо, США [6].

Для того, чтобы были понятны места нахождения упоминаемых ниже трубок и даек, напомним, на какие фрагменты принято делить Якутскую кимберлитовую провинцию. Прежде всего, выделяют алмазоносную южную часть провинции (включающую Мало-Ботуобинское, Алакитское, Далдынское и Верхне-Мунское поля) и убо-

гоалмазоносную северную часть (Чомурдахское и более северные поля). В пределах Алакитского (Алакит-Мархинского) поля, в северной его части выделены группы трубок, названные по наиболее крупным трубкам — НИИГА и Искорка. Северную часть провинции делят на два фрагмента: северо-восточные поля (Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Верхне-Моторчунское, Мэрчимденское, Верхне-Молодинское, Толуопское, Куойское) и северо-западные поля (Куранахское, Лучаканское, Дьюкенское, Средне-Куонамское, Нижне-Куонамское) [2].

В СЗ части Якутской провинции в непосредственном соседстве с кимберлитовыми полями располагаются многочисленные трубообразные тела, выполненные брекчией, состоящей из обломков прорванных пород, сцементированных существенно карбонатным материалом. Состав тяжелых фракций этих брекчий обычен для карбонатитов: главными составными частями являются магнетит и апатит; в небольших количествах встречаются бадделейт, циркон, пироксенол и другие минералы группы тантало-ниобатов. В.К.Маршинцев [4] называет эти породы explosивными карбонатитовыми брекчиями. Наиболее многочисленные и сравнительно хорошо изученные группы карбонатитовых трубок располагаются непосредственно к северо-востоку от Нижне-Куонамского поля (трубки Ферсмана, Гамбурцева и многие другие) и к западу от Лучаканского поля (трубки Шкипер, Герасим и другие). Обилие трубок, сложенных карбонатитовыми брекчиями — одна из особенностей, отличающих северо-западную группу полей от северо-восточной.

В кимберлитах зарубежных провинций апатит, судя по сводной работе Р.Митчелла [5], — обычный минерал основной массы. Отмечено, что размер его кристаллов (гексагональных призм) редко превышает 0,2 мм; в богатых карбонатом участках основной массы — до 0,8 мм. Упомянуты радиальные агрегаты игольчатых кристаллов апатита, но ничего не сказано о крупных мономинеральных выделениях апатита.

Рассмотрим особенности апатита и результаты анализа отдельно по разновидностям.

Вкрапленники апатита встречены в

ряде кимберлитовых полей: Алакит-Мархинском (трубки Светлая и Коллективная), Верхне-Мунском (трубка Космос-1), Чомурдахском (дайки Снежинка и Водораздельная), Западно-Укукитском (трубка Аномалия 134, а также, по данным И.А.Сафонова, трубки Аномалия 152 и Аномалия 155), Восточно-Укукитском (трубка Ореховая), Мэрчимденском (трубка Восток-6), Верхне-Молодинском (трубки Хризолитовая и Маричка), Куойском (трубка Русловая). Таким образом, вкрапленники апатита обнаружены прежде всего в СВ части Якутской провинции; их находки в южной части провинции единичны. Подчеркнем, что трубки Светлая и Коллективная (вместе с трубкой Искорка) составляют весьма оригинальную (для южной части провинции) группу: многие особенности вещественного состава кимберлитов, выполняющих эти тела (в том числе присутствие вкрапленников апатита), характерны для кимберлитов севера провинции. Единственная известная находка апатита, весьма похожего внешне на апатит вкрапленников (крупные, до 4 мм, овальные зерна с шероховатой поверхностью), в СЗ части провинции — это зерна из аллювия речки Нача-Балаганнах.

Вкрапленники апатита в кимберлитах сходны по форме, размерам и по характеру поверхности с вкрапленниками (желваками, макрокристаллами) других, гораздо более распространенных глубинных минералов — оливина, ильменита, граната, пироксенов. Эти выделения апатита округлые и овальные (или обломки округлых и овальных); очень редко плохо образованные призматические кристаллы. Поверхность овальных желваков апатита шероховатая («изъеденная»), поверхность сколов гладкая; размер чаще всего от 1 до 3 мм в поперечнике. В тех кимберлитовых телах, где такой апатит наиболее обилен, нередко и более крупные его выделения. Так, в трубке Хризолитовая, где вкрапленники апатита составляют 0,93 % от массы кимберлита, часто отмечаются зерна до 5—7 мм по длинной оси, а в дайке Снежинка Чомурдахского поля (содержание апатита 0,33 % от массы породы) встречены желваки до 23×15 мм. Апатит вкрапленников — составная часть шлиховых ореолов, беру-

щих начало от соответствующих трубок и даек, поэтому при проведении поисковых работ он может иметь практический интерес.

Среди приводимых нами результатов анализа впервые показаны данные для вкрапленников из дайки Водораздельная и из трубок Аномалия 134 и Восток-6. Как правило, выполнялся анализ не менее 3 образцов из каждой трубки. К сожалению, в нашем распоряжении сохранилось лишь одно зерно апатита из р.Нача-Балаганнах и всего 2 зерна из дайки Снежинка. В дайке Водораздельная содержание вкрапленников апатита крайне мало; непосредственно из штуфов удалось извлечь два зерна. Не изучены вкрапленники из Верхне-Мунского и Восточно-Укукитского полей.

Помимо средних данных (см. табл. 1), содержания железа, серы и стронция (для отдельных образцов) показаны на гистограммах (рис. 1). Видны различия между отдельными зернами в пределах трубки (дайки), а также определенные уровни содержаний, характеризующие апатит из того или иного объекта.

Апатиты расположенных по соседству трубок Светлая и Коллективная (около 1 км одна от другой) близки по составу. На фоне вкрапленников апатита из всех остальных изученных тел они выделяются низкими содержаниями железа, серы (см. рис. 1), магния, натрия. Что касается магния, то 10 из 17 образцов апатита из этих двух трубок содержат менее 0,1 % MgO; среди 47 образцов из других тел столь низкие концентрации вообще не отмечены. Содержания Na₂O в 11 из 17 образцов менее 0,1 %; такие же низкие значения отмечены только в двух образцах из трубки Хризолитовая.

Вкрапленники апатита из трубки Русловая выделяются среди других изученных образцов повышенными содержаниями РЗЭ и натрия. Это было очевидно и по данным прежних публикаций. В апатите из трубки Русловая содержание TR₂O₃ составляет 1,23 % при значениях от 0,33 до 0,55 % в апатитах других изученных кимберлитовых тел [3]. В работе [1] для апатита трубки Русловая приведены содержания TR₂O₃ и Na₂O — 1,26 и 0,32 % соответственно; для вкрапленников из других кимберлитовых тел — 0,25—0,54 % TR₂O₃ и

0,13—0,19 % Na₂O. По нашим данным, содержания La₂O₃ и Na₂O в отдельных зернах апатита из трубки Русловая оказались такими (в %): La₂O₃ — 0,09; 0,11; 0,15; 0,17; 0,26; Na₂O — 0,16; 0,20; 0,22; 0,23; 0,40. Содержание лантана от суммы редких земель в апатите этой трубки — 18,0 % [3] и 16,8 % [1]. Кроме того, апатит из трубки Русловая обогащен серой (см. рис. 1).

Желваки апатита из трубки Аномалия 134 выделяются среди образцов из других тел обогащенностью железом, магнием; сравнительно низкими концентрациями стронция и лантана. В 8 образцах из 20 содержится более 0,3 % MgO; такие же высокие значения — только в одном из образцов дайки Водораздельная и в обоих образцах дайки Снежинка (0,31 и 0,36 %). La₂O₃ в 15 образцах (из 20) — менее 0,04 %, в том числе в 6 образцах — менее 0,02 %; концентрация менее 0,02 % отмечена, кроме образцов из трубки Аномалия 134, только в одном из образцов дайки Снежинка.

Вкрапленники из трубок Хризолитовая и Маричка, расположенных в пределах Верхне-Молодинского поля (около 30 км одна от другой), различаются по концентрации ряда компонентов, наиболее четко — по железу и стронцию. Апатит из трубки Восток-6, находящейся примерно в 42 км к западу от трубки Хризолитовая, относительно беден серой, обогащен стронцием (см. рис. 1).

Некоторые трубки, содержащие вкрапленники апатита, имеют сложное строение. Для апатита из двух блоков трубки Коллективная обнаружены лишь очень слабые различия по содержанию MgO между образцами из СВ части трубки (2 образца — 0,12 и 0,13 %) и из ЮЗ части трубки (5 образцов — от 0,07 до 0,10 %). Несколько более отчетливые различия обнаружены при сопоставлении образцов из двух участков трубки Аномалия 134: апатит в первом из этих участков несколько обогащен лантаном и стронцием, обеднен железом и магнием.

В качестве дополнительной информации о малых и редких элементах во вкрапленниках апатита приведем результаты рентгеноспектрального анализа, выполненного в лаборатории ВСЕГЕИ для пробы, составленной из нескольких десятков зерен

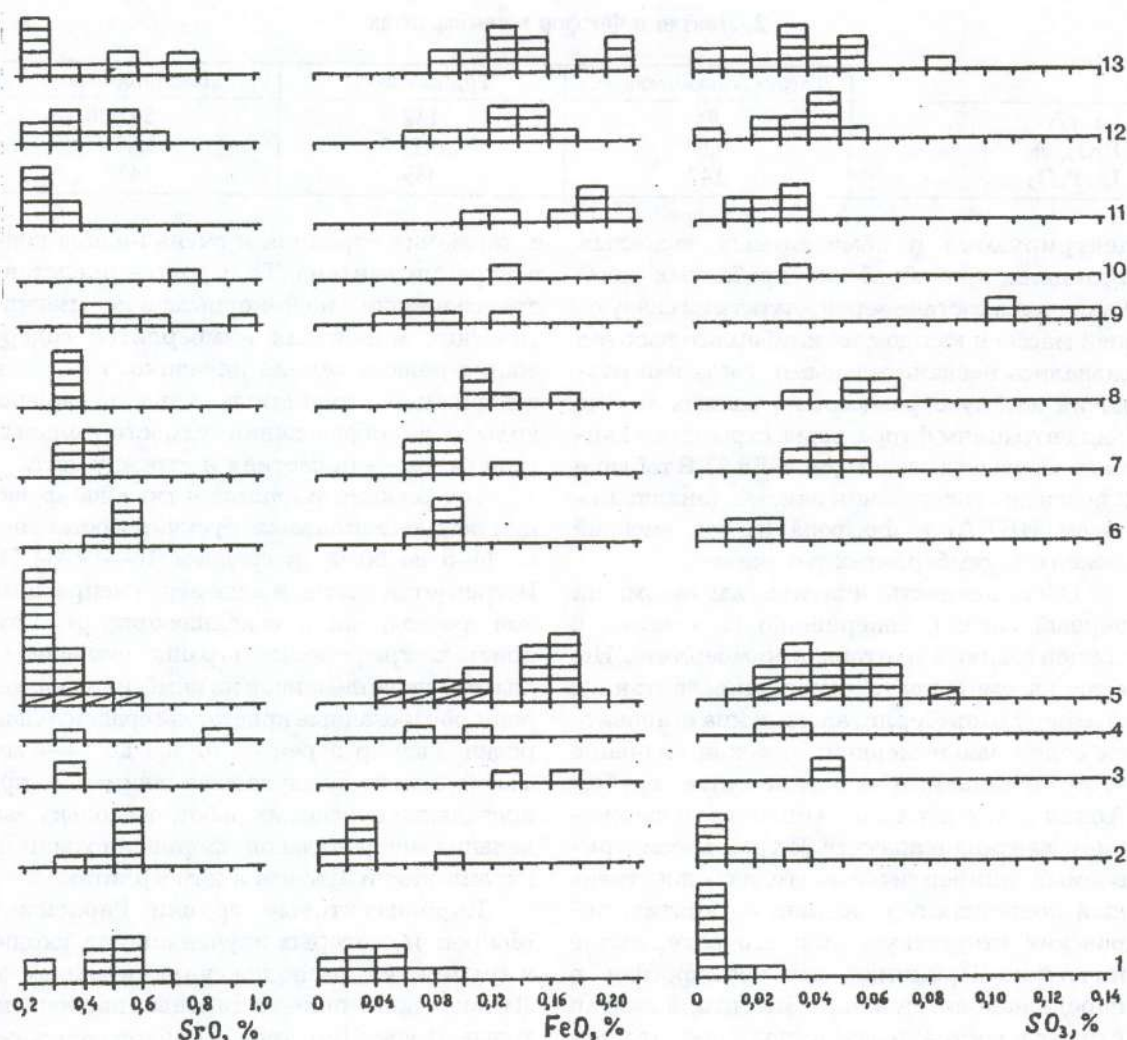


Рис.1. Содержания стронция, железа и серы в апатитах-вкрапленниках из кимберлитов (1—10) и в апатитах карбонатитовых брекчий (11—13).

Каждый прямоугольник — один образец. Цифры справа: 1 — трубка Светлая; 2 — трубка Коллективная (не показано высокое содержание SO_3 — 0,21 % в одном из образцов); 3 — дайка Снежинка; 4 — дайка Водораздельная; 5 — трубка Аномалия 134 (прочерченные по диагонали прямоугольники — образцы из шурфа № 4); 6 — трубка Восток-6; 7 — трубка Хризолитовая; 8 — трубка Маричка; 9 — трубка Русловая; 10 — зерно из аллювия р.Нача-Балаганнах; 11 — трубки Герасим и Мокрец; 12 — трубки Гамбурцева и Ферсмана; 13 — трубки Бетехтина, Ефремова и Аномалия 39 (не показаны высокие содержания SrO в трех образцах — 1,58; 1,84 и 2,44 %).

апатита из трубки Хризолитовая (г/т): уран — 2,6; торий — 30; свинец — 5; рубидий — 8; стронций — 3250. Отметим хорошее совпадение данных по содержанию SrO в апатите из трубки Хризолитовая, полученных разными методами: рентгеноспектральным — 0,384 % (ВСЕГЕИ), микрорентгеноспектральным — 0,41 % (см. табл. 1) и методом «мокрой химии» — 0,35 % [1].

Апатит связующей массы обнаружен во многих кимберлитовых телах в виде отдельных мелких кристалликов. Кристаллы от хорошо до плохо образованных, длинно- или короткопризматические, нередко с бипирамидальными окончаниями. Размер их 0,05—0,5×0,015—0,3 мм, чаще всего 0,2—0,3×0,06—0,2 мм. В ряде трубок и даек мелкие кристаллы апатита относительно обильны и сравнительно легко кон-

2. Лантан и фосфор в кимберлитах

	Трубка Амакинская-ю.	Трубка Айхал	Дайка Бортовая
La, г/т	94	132	542
P ₂ O ₅ , %	0,64	0,27	3,81
La/P ₂ O ₅	147	489	142

центрируются в немагнитных тяжелых фракциях при обработке дробленых проб. Различия в составе зерен апатита из связующей массы в каждом из кимберлитовых тел оказались незначительными, тогда как различия между образцами из разных тел по концентрациям фтора, серы, стронция и лантана довольно заметны (см. табл. 1). В таблице 2 показаны содержания лантана (анализ методом ИНАА) и фосфора (метод «мокрой химии») в кимберлитах тех же тел.

Обогащенность апатита лантаном, на первый взгляд, совершенно не связана с концентрацией лантана в кимберлите. Но, если рассматривать отношение лантана к фосфору в кимберлитах, картина становится более закономерной: высокое значение этого отношения в кимберлите трубки Айхал сочетается с повышенным содержанием лантана в апатите. В трех рассматриваемых кимберлитовых телах единственный концентратор лантана — апатит; перовскит отсутствует или его содержание ничтожно. Принимая, что весь фосфор в породе находится в виде апатита, а лантан входит в состав апатита, получим, что чем выше отношение лантана к фосфору в кимберлите, тем выше должно быть и содержание лантана в апатите.

Апатит радиально-лучистых агрегатов найден в нескольких кимберлитовых телах. Агрегаты сложены тонкоигльчатыми кристаллами. Обычный размер агрегатов от 0,5 до 1,0 мм, редко до 2 мм в поперечнике. Иногда радиально-лучистые скопления апатита располагаются вдоль границ серпентиновых (серпофитовых) прожилков, секущих кимберлит. Следовательно, этот апатит образовался явно после становления кимберлитовой трубки, т.е. относится к постмагматическим образованиям.

Изучены образцы из трубок Новинка (шурф 5/4) Верхне-Мунского поля и Светлая (шурф 71) Чомурдахского поля. В обоих случаях в апатитах обнаружены высокие

содержания стронция и очень низкие концентрации лантана. То и другое представляется вполне закономерным: в постмагматических минералах кимберлитов содержание редких земель невелико, тогда как содержание стронция нередко повышено, вплоть до образования самостоятельных минералов — целестина и стронцианита.

Содержание апатита в тяжелой фракции карбонатитовых брекчий составляет от 1—6 до 50 % (в среднем 18—19 %) [4]. Встречается апатит в виде зерен неправильной формы, часто сохраняющих реликты кристаллографической огранки (отличие от апатита вкрапленников из кимберлитов); хорошо образованные кристаллы сравнительно редки. Размер зерен — от 0,5 до 2—4 мм. Такой апатит заслуживает внимания при проведении поисковых работ, поскольку выделения неправильной формы похожи на вкрапленники апатита в кимберлитах.

Карбонатитовые трубки Герасим и Мокрец, из которых изучен апатит, входят в группу тел, расположенную к западу от Лучаканского поля; остальные карбонатитовые трубки (см. табл. 1) находятся к северо-востоку от Нижне-Куонамского поля.

Апатит из карбонатитовых брекчий по содержаниям рассматриваемых компонентов практически не отличается от апатита вкрапленников из кимберлитов. В брекчиях лишь 3—4 зерна из изученных 32 зерен обогащены стронцием (до 2,44 % SrO) и лантаном (до 0,60 % La₂O₃). Среди проанализированных вкрапленников из кимберлитов трубки Русловая максимальное содержание SrO — 0,91 %; La₂O₃ — 0,26 %.

Выявлена тенденция некоторой обогащенности карбонатитовых апатитов лантаном (по отношению к стронцию), видная при сопоставлении средних данных по отдельным телам. Однако по соотношению этих компонентов апатит из трубки Русловая оказывается близким к апатиту из карбонатитовых брекчий.

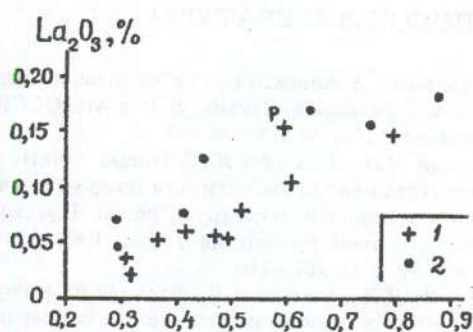


Рис. 2. Соотношения содержаний стронция и лантана по отдельным трубкам и дайкам.

1 — вкрапленники в кимберлитах (Р — трубка Русловая); 2 — апатит из карбонатитовых брекчий СЗ части Якутской кимберлитовой провинции.

Единственный компонент (из числа изученных), содержания которого позволяют довольно четко различать отдельные зерна апатита из кимберлитов и из карбонатитовых брекчий — это натрий (рис. 3). Исключение составляет апатит из аллювия р.Нача-Балаганнах предположительно кимберлитового генезиса. Нами проанализирован всего один образец, но по данным З.В.Васильевой [1], изучившей сборную пробу из многих зерен, картина такая же: содержание Na_2O в апатите из тел Алакитского, Чомурдахского и Верхне-Молодинского полей от 0,13 до 0,19 %; в апатите из четырех трубок карбонатитовых брекчий от 0,30 до 0,36 %; в апатите трубки Русловая — 0,32 %, из р.Нача-Балаганнах — 0,29 % (т.е. явно ближе к образцам из карбонатитов, чем к апатитам из большинства изученных кимберлитовых тел). Поэтому трудно сказать, является ли содержание натрия показателем, позволяющим различать кимберлитовые и карбонатитовые апатиты; может быть, обогащенность натрием — это показатель, характеризующий апатиты СЗ части Якутской провинции.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Следует согласиться с мнением З.В.Васильевой [1] и Р.Митчелла [5] о том, что апатит из кимберлитов не обладает какими-либо оригинальными особенностями химического состава.

Вкрапленники апатита в пределах

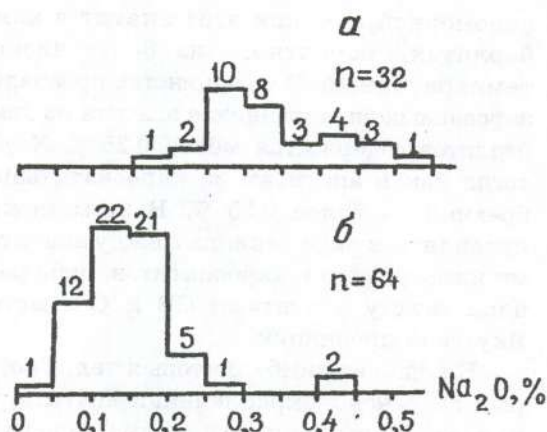


Рис. 3. Содержание натрия в апатите: а — из карбонатитовых брекчий и б — из вкрапленников в кимберлитах.

Числа над гистограммами — количество образцов.

кимберлитовой трубки или дайки различаются по содержаниям малых и редких элементов, и в то же время обнаруживаются некоторые особенности, общие для образцов из данного тела. Эти особенности позволяют отличать образцы из одного объекта от образцов из другого объекта (кимберлитового тела, группы тел).

То же справедливо для апатитов из карбонатитовых брекчий. Апатиты трубок Герасим и Мокрец, расположенных в пределах одного куста (к западу от Лучаканского поля), близки между собой, но отличаются от апатитов других изученных карбонатитовых тел, находящихся примерно в 200 км севернее, обедненностью фтором, стронцием, лантаном, некоторой обогащенностью хлором. Внутри северной группы карбонатитовых тел апатит из трубок Гамбурцева и Ферсмана в среднем беднее фтором, стронцием, лантаном и натрием по сравнению с апатитом из трубок Бетехтина, Ефремова и Аномалия 39.

Для апатита связующей массы отмечена обогащенность лантаном в той трубке, где для самого кимберлита найдено повышенное отношение лантана к фосфору.

Низкая концентрация лантана и высокая стронция в апатите радиально-лучистых выделений представляется зако-

кономерной, так как этот апатит в кимберлитах, вероятно, наиболее низкотемпературный. В большинстве проанализированных вкрапленников апатита из кимберлитов содержится менее 0,25 % Na_2O , тогда как в апатитах из карбонатитовых брекчий — более 0,25 %. В этом может проявляться либо разница между апатитами кимберлитов и карбонатитов, либо разница между апатитами СВ и СЗ частей Якутской провинции.

Ни одно из кимберлитовых тел, в которых встречены вкрапленники апатита, не является промышленно-алмазоносным. Поэтому присутствие апатита в шлиховых ореолах (наряду с другими кимберлитовыми минералами) может, по-видимому, рассматриваться как показатель непродуктивности коренного источника.

Автор благодарит Л.И.Лебедеву и Ю.Г.Лаврентьева за содействие в проведении аналитических работ.

I.P.Illupin

Compositional peculiarities of apatite from Yakutian kimberlites

Apatite grains from kimberlites and carbonatite breccias of the Yakutian province have been analyzed. It is shown that apatites from a single common pipe (dyke), like those from different bodies, show variable concentrations of minor and rare elements. At the same time, apatite from each particular kimberlite body shows its own characteristic features. It is shown that the presence of large apatite grains in heavy concentrate aureoles indicates low diamond content of the primary source.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильева З.В. Апатиты из кимберлитов и близких к ним пород Якутии // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1976. № 3. С. 74—82.
2. Илупин И.П., Геншафт Ю.С. Новые данные о различиях между кимберлитами северо-восточной и северо-западной групп полей Якутской кимберлитовой провинции // Докл. РАН. 1994. Т.338. № 2. С. 207—210.
3. Илупин И.П., Хомяков А.П., Балашов Ю.А. Редкие земли в акцессорных минералах кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201. № 5. С. 1214—1217.
4. Маршинцев В.К. Эксплозивные карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарской антеклизы / Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1970. С. 129—169.
5. Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, geochemistry, and petrology. — Plenum Press. New York and London, 1986.
6. Nash W.P. Apatite-calcite equilibria in carbonatites: chemistry of apatite from Iron Hill, Colorado // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. № 12. P. 1313—1319.

ДИСКУССИИ

УДК 553.495.073.2(430)

© Б.П.Худяков, 1998

Условия локализации жильных месторождений урана в Рудных горах (Германия)

Б.П.Худяков (УГГА)

Обосновывается единый механизм образования урановых руд независимо от глубин их формирования. Показано, что при рудообразовании гидротермальные системы были полукрытыми и растворы на разных глубинах имели большие скорости движения. Критически рассмотрена гипотеза о различных механизмах образования урановых руд в приповерхностных и глубинных условиях.

В.Л.Барсуков, Г.Б.Наумов и Н.Т.Соколова [1] гидротермальные урановые месторождения по условиям их образования разделили на две группы: приповерхностные и глубинные.

По их мнению, в первой группе месторождений из-за резкого спада давления в морфологически осложненных участках тектонических нарушений и зон происходит дегазация раствора, а повышающаяся при этом щелочность «забуферивается» породами кислого состава (граниты, кварцевые порфиры). Во второй группе месторождений, приуроченных к участкам переслаивания пород кислого и основного состава, происходит декарбонатизация растворов породами основного состава, а повышающаяся при этом щелочность «забуферивается» породами кислого состава. В этом случае структурные ловушки и спад давления роли не играют. Ко второй группе месторождений было отнесено большинство объектов Рудных гор. Вышеуказанный механизм образования урановых руд в рудном поле Шлема-Альберода доказывался Б.Н.Ачевым, Е.Б.Бибиковой, Н.П.Ермолаевым, С.И.Зыковым, Г.Л.Мельниковой, О.Ф.Мироновой, В.Б.Наумовым, Г.Б.Наумовым, Н.Т.Соловей, А.И.Тугариновым, Н.А.Ходаковским и многими другими и опубликован в ряде известных работ.

Автор и ранее не разделял взглядов

этих исследователей на причины выпадения урана из растворов и механизмы уранового минералообразования [8, 9, 13, 15]. В настоящей работе показано, что предлагаемая ими гипотеза к рудногорским месторождениям урана не применима, т.к. в рудовмещающей толще породы основного состава составляют небольшой процент либо вообще отсутствуют.

Фактическим материалом данной статьи послужили результаты исследований автора на месторождениях Рудных гор (1955—1957, 1967—1972 гг.) и Урала (1957—1966, 1972—1995 гг.). Автор принимал участие в отработке месторождений Иоганнсберг, Аннаберг, Обершлема-Альберода, Нидершлема-Альберода и Хеммерляйн-Теллерхойзер, а также имел возможность посетить другие урановые месторождения Рудных гор и Тюрингии.

В статье использованы материалы Б.Л.Рыбалова, Г.А.Кремчукова, В.И.Величина, Б.П.Власова, В.М.Ивановой, М.С.Цыбульской, А.А.Глаголева, О.В.Жарковой, В.Е.Бойцова, А.К.Соколовского и других исследователей по геологическому строению Рудных гор и урановых месторождений.

Рудные горы — один из районов Саксонской Тюрингской области, расположенной вдоль северного обрамления Чешского массива, находящегося в Центральной Европе, и относящейся к северной ветви варисцид, вхо-

дящих в состав широкого палеозойского и мезо-кайнозойского складчатого пояса Евразии субширотного направления. Металлогенический облик района определяется крупными (до уникальных) месторождениями урана, олова, полиметаллов, меди, а также многочисленными средними и мелкими месторождениями вольфрама, висмута, никеля, кобальта, мышьяка и др.

Общей особенностью ураноносных тектонических блоков Чешского массива является то, что в поздневарисский этап уранового рудообразования они представляли собой стабильные жесткие поднятия ранней консолидации с мощным (до 20—25 км) и четко обособленным гранито-метаморфическим слоем. Среди этих блоков наибольшей насыщенностью эндогенными, в т.ч. урановыми месторождениями отличается Рудногорско-Пихтовогорский антиклинорий (Б.Л.Рыбалов, 1978). В последнем выявлено 4 крупных (Обершлема-Альберода, Нидершлема-Абельрода, Иоганнсберг, Цобес), 7 средних (Шнееберг, Шнекенштайн, Вайсер-Хирш, Аннаберг, Мариенберг, Нойе-Оберхауз-Сайфенбах, Беренштайн), двадцать два мелких месторождения и 100 рудопроявлений урана. Наблюдается четкая их приуроченность к гранитным куполам.

Месторождения локализуются в узлах пересечения региональных разломов среди контактово-метаморфизованных пород ордовика, силура и девона геосинклинального этажа, реже — в нижнем структурном этаже (кембрий) и варисских гранитоидах. Урановое оруденение в жильных месторождениях Рудных гор локализуется среди «благоприятных пачек пород» [4, 6—8]. В 1968—1972 гг. автором было установлено, что так называемые «благоприятные пиритсодержащие пачки пород», контролируемые урановое оруденение в жильных месторождениях Рудных гор, являются продольными соскладчатými тектоническими зонами, секущими сланцеватость и слоистость пород, вмещающими гидротермальные аксинитовые, магнетитовые, оловянные, вольфрамовые и полиметаллические месторождения и рудопроявления с рудами прожилково-вкрапленного и колчеданного типов. Это позволило выделить новый сложный структурный тип гидро-

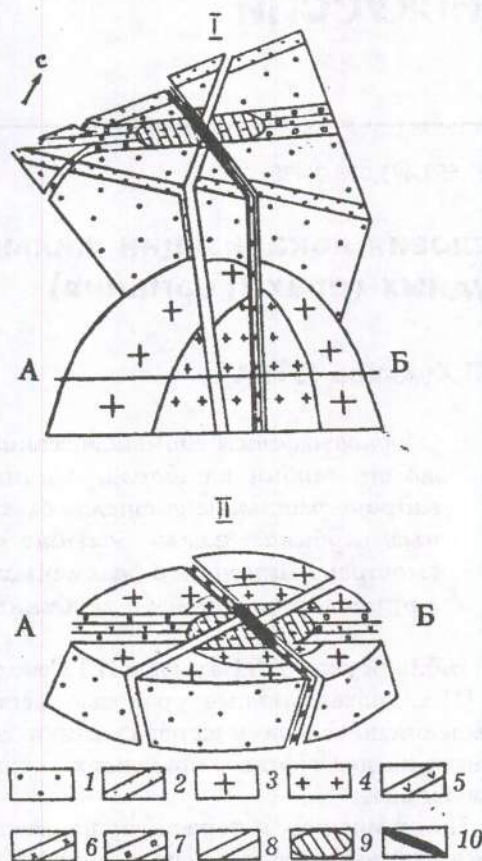


Рис. 1. Пространственное соотношение месторождений урана прожилково-вкрапленного и жильного типов в крестовидных структурах гранитных куполов Центральной Европы при малом (I) и большом (II) эрозионных срезах (схематическая аксонометрическая проекция).

1 — породы ордовика—силура—девона; 2 — кварциты; граниты; 3 — горского и 4 — рудногорского этапов варисской эпохи; 5 — дайки метадиабазов; 6 — дайки керсантитов; 7 — продольные сульфидизированные зоны субширотного простирания; 8 — тектонические зоны северо-западного и северо-восточного простирания; 9 — месторождение прожилково-вкрапленного типа, образованное в горский этап варисской металлогенической эпохи; 10 — месторождение жильного типа, образованное в рудногорский этап варисской, киммерийскую и альпийскую металлогенические эпохи.

термальных месторождений, состоящий из совмещенных в «крестовидных» структурах двух более простых структурных типов месторождений [9, 10, 12, 13, 15] (рис. 1).

Наиболее крупным урановорудным объектом района является уникальное рудное поле Шлема-Альберода, которое послужило эталоном для создания многих, в т.ч. вышеуказанной, геохимических гидро-

тез. Рудное поле располагается в экзоконтакте Айбенштокского батолита и локализуется в Нойдек-Криммичаусской тектонической зоне северо-западного простирания, осложненной Ауге-Шварценбергской антиклинальной складкой. Урановое оруденение в ней контролируется продольной Лесниц-Цвеницкой зоной северо-восточного простирания, сопряженной с одноименной синклиальной складкой II порядка, а также Лесниц-Мариенбергской зоной субширотного простирания.

Лесниц-Цвеницкая синклиналь сложена двуслюдяными темными углеродсодержащими сланцами, метадиабазами, известняками, скарнированными породами грэфентальской серии ордовика и силура—девона. Расположенные к югу и к северу от нее антиклинали сложены двуслюдяными сланцами с прослоями кварцитов и амфиболитов фикоидной серии ордовика геосинклинального этажа.

Продольная зона мощностью 1,5 км состоит из 12 сближенных продольных зон, мощность которых колеблется от 10 до 120 м. Наиболее мощные (1,5—2 м) продольные нарушения с глиной трения (Унион, Эрна, Инга, Зинаида, Гера) развиты в вулканогенно-осадочной толще в участках частого переслаивания пород с различными физико-механическими свойствами. Зона прослежена по простиранию на 3—5 км и по падению на 2 км.

В продольные зоны внедрились дайки аплитов и гранит-аплитов, а также наложился кварцевая, кварцево-полевошпатовая, аксинитовая, магнетитовая, кварцево-щеелитовая, кварцево-сульфидная с золотом минерализации горского этапа варисской металлогенической эпохи. Вмещающие породы подвержены процессам железисто-магнезиального метасоматоза (биотит и гранат), микроклинизации, окварцевания, альбитизации, грейзенизации, скарнирования и березитизации. В продольных зонах рудного поля установлены повышенные содержания аксинита (до 1—3%), магнетита (до 50%), трехокси вольфрама (до 1,6%), олова (до 0,08%), полиметаллов и меди (до 1%), золота (до 0,7 г/т).

Рудное поле Шлема-Альберода представлено тремя месторождениями, следующими друг за другом в субширотном на-

правлении: Шнееберг, Обершлема и Нидершлема-Альберода. Месторождение Нидершлема-Альберода разведано до глубины 2 км, эксплуатационные работы проводились на нем до глубины 1,6 км. В настоящее время оно законсервировано.

На месторождении Шнееберг разведано 62, а на месторождениях Обершлема и Нидершлема-Альберода — 2138 промышленных рудных жил. Площадь рудных линз составляет от 5—20 м² до 3000 м². Мощность сплошного выделения урановой смолки — 80 см.

Урановорудные линзы и столбы локализуются на пересечении, сочленении, в кольцевых разветвлениях и изгибах нарушений. Встречаются узкие (5—10 м) и широкие (50—100 м) рудные столбы. Длина их колеблется от 50 до 500 и более метров. 70% урановорудных линз и столбов в жилах локализуются в пределах продольных сульфидизированных зон. Рудные столбы в разрывах с падением на юго-запад и запад локализуются в крутопадающих, а с падением на север, северо-восток — в пологопадающих участках нарушений.

Богатые рудные столбы в жилах приурочены к пересечениям трещин под пологопадающими участками продольных нарушений, в замковых частях складок III и IV порядков. В вулканогенно-осадочной толще пород богатые рудные столбы встречаются в участках частого переслаивания даек метадиабазов с углеродсодержащими сланцами, а в сланцевой толще ордовика — на контактах кварцитов с двуслюдяными сланцами.

Урановая смолка часто встречается совместно с гребенчатым кварцем, красным доломитом и темно-фиолетовым флюоритом. Около урановорудных линз и столбов в жилах наблюдается телескопирование минералов нескольких стадий. Интенсивные околожилные изменения вмещающих пород показывают наличие комбинированных структурных ловушек, в которых, наряду с минерализациями дорудных и пострудных стадий, может встречаться и урановая минерализация. Корреляционные связи между содержаниями урана в жилах и интенсивностью околожилных изменений вмещающих пород отсутствуют [9, 15].

Рудные тела жильного типа (размера-

ми 100×100; 200×300; 400×400 м) в вулканогенно-осадочной и сланцевой толщах рудного поля приурочены к тектоническим зонам северо-западного и запад-северо-западного простирания и контролируются субширотными продольными зонами, сопряженными со складками III порядка, в узлах пересечения зон не менее трех направлений простирания. Рудные столбы и тела жильного типа склоняются на север-северо-запад вдоль линий пересечения северо-западных и продольных тектонических зон. Содержание урана в жилах увеличивается, а содержание сульфидов в продольных зонах уменьшается в направлении к замковым частям складок III порядка. Наибольшее количество запасов урана в жилах сосредоточено в интервале 450 — 850 м от купола гранитов.

По запасам урана рудное поле является уникальным жильным объектом. Кроме урана в жилах встречены промышленные концентрации серебра, висмута, селена, никеля, кобальта, свинца, цинка. Добыча никеля, кобальта, висмута, серебра, железа, меди из жил Шнееберга велась на протяжении 800 лет. Добыча никеля, кобальта, висмута, серебра, селена, свинца, цинка производилась в рудном поле Шлема-Альберода до его консервации. В продольных зонах рудного поля выявлены месторождения вольфрама и олова, а также рудопроявления магнетита, полиметаллов прожилково-вкрапленного типа и колчеданные тела [9, 15].

До 1967 года у всех исследователей, изучавших рудное поле Шлема-Альберода, было единое мнение, что ураноносные растворы поднимались по северо-западным структурам. Это нашло отражение и в гипотезе В.Л.Барсукова, Г.Б.Наумова и Н.Т.Соколовой [1]. Однако с 1967 года эти исследователи стали считать, что ураноносные растворы поднимались по продольным соскладчатым зонам, а не по поперечно ориентированным к складкам разрывам. С тех пор в течение 30 лет сотрудники ИГЕМа [4] и сотрудники ГЕОХИ [6, 7] спорят в отношении направления потоков ураноносных гидротермальных растворов в рудном поле Шлема-Альберода. Первые считают, что ураноносные растворы поднимались по северо-западным структурам, а

вторые — что по продольным соскладчатым зонам.

По мнению автора, можно полагать, что в рудном поле Шлема-Альберода, как и на большинстве месторождений сложного структурного типа Центральной Европы, в горский этап варисской эпохи гидротермальные растворы поднимались по продольным соскладчатым зонам, а в рудногорский этап варисской, а также в киммерийскую и альпийскую металлогенические эпохи — по поперечно ориентированным к складкам разрывам. Причинами разнонаправленного движения растворов в горский и рудногорский этапы варисской эпохи была смена плана тектонических деформаций. В горский этап растягивающие усилия, обусловленные внедрением магмы и образованием горского купола гранитов, были направлены на север и юг, что привело к приоткрыванию продольных зон. Этот план тектонических деформаций сохранялся на протяжении всего горского этапа.

Во время внедрения рудногорских гранитов план тектонических деформаций изменился. Направления растягивающих усилий сменились с южных на юго-западные и с северных на северо-восточные, что привело к приоткрыванию северо-западных структур. Этот план тектонических деформаций сохранялся в течение варисской, а также киммерийской и альпийской металлогенических эпох.

Такая смена направления движения гидротермальных растворов перед поздним этапом варисской эпохи характерна не только для месторождений сложного структурного типа в Центральной Европе, но и для Березовского рудного поля, Пороховского и Боевского месторождений Урала, Консбергского рудного поля в Норвегии [9, 12, 13, 15].

Г.Б.Наумов, Н.П.Ермолаев, Н.Т.Соколова и др. отрицают роль структурных ловушек и спад давления в локализации уранового оруденения в месторождениях, образованных в глубинных условиях, объясняя это малыми скоростями движения потоков гидротермальных растворов и приводя скорости движения растворов для закрытых систем. Но во время рудообразования гидротермальная система не может быть закрытой. Перед каждой стадией гидротер-

мального процесса происходит подновление как рудоподводящих, так и рудоконтролирующих структур. Амплитуда перемещения блоков пород по тектоническим нарушениям перед каждой стадией гидротермального процесса обычно составляет 1—3 м. Такие амплитуды перемещения, по В.В.Белюсову [2], соответствуют сильнейшим землетрясениям. На «рождение металлов от трясения земли» указывал еще М.В.Ломоносов. Поэтому отрицать роль структурных ловушек в локализации гидротермального оруденения — это отрицать сущность рудоконтролирующих процессов. За 40 лет изучения гидротермальных месторождений автором не было встречено рудных линз и столбов вне структурных ловушек [8, 9, 11, 13, 15].

Переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами играет существенную роль в образовании и особенно в подновлении продольных нарушений. На контактах даек метадиабазов с углеродсодержащими сланцами в вулканогенно-осадочной толще были образованы крупные продольные нарушения Унион, Эрна, Инга, Зинаида, Гера, которые являются основными экранирующими структурами для ураноносных растворов. В сланцевой толще ордовика Южного фланга наиболее крупные (15 — 20 см) продольные нарушения с глиной трения образовались на контактах кварцитов со сланцами.

На контактах пород, особенно метадиабазов и углистых сланцев, происходит наиболее интенсивное подновление продольных нарушений, нередко перед всеми стадиями рудногорского этапа варисской, а также киммерийской металлогенической эпох, поэтому в жилах можно наблюдать телескопирование минерализаций нескольких стадий, в т.ч. и рудной. Частота переслаивания пород с различными физико-механическими свойствами безусловно отражается на интенсивности проявления продольных нарушений. Так, в вулканогенно-осадочной толще рудного поля Шлема-Альберода в призмковых и центральных частях складок III порядка существует прямая зависимость между количеством продольных швов и количеством прослоев разного состава (среднее расстояние между тектоническими швами составляет 5,7 м

при средней мощности прослоев пород — 5,4 м). Основная же роль в образовании продольных нарушений принадлежит складчатым деформациям, что подтверждается, например, обилием продольных нарушений в однородных по литологическому составу породах.

В вулканогенно-осадочной толще рудного поля 75,34 % урановорудных линз в жилах встречено на контактах пород с различными физико-механическими свойствами, в т.ч. 30,17 % рудных линз — на контактах пород основного и кислого состава. На пересечении жил с продольными нарушениями, приуроченными к таким контактам, когда происходит увеличение мощности и изменение элементов залегания жил, безрудные ловушки встречаются в 2,61 раза реже, чем рудные. В сланцевой толще Южного фланга рудного поля 36,96 % урановорудных линз локализуется в жилах на контактах пород с различными физико-механическими свойствами, в т.ч. 5,3 % на контактах пород кислого и основного состава. На пересечении жил с продольными нарушениями, в той же позиции, что описана выше, безрудные ловушки встречаются в 3 раза реже, нежели рудные.

Таким образом, на контактах пород кислого и основного состава в вулканогенно-осадочной толще пород располагается в жилах только 30,17 %, а в сланцевой толще ордовика — всего 5,3 % урановорудных линз. Остальные рудные линзы в жилах образуются в однородных по литологическому составу породах. Так что говорить о «декарбонизации и окислении» на контактах пород кислого и основного состава как о главной причине образования урановорудных линз в жилах рудного поля вряд ли приходится.

В гнейсовых и гнейсо-сланцевых толщах кембрия месторождений Аннаберг и Мариенберг урановорудные столбы шириной 10—30 м локализируются в жилах на участках пересечения ими продольных нарушений, развитых в графитсодержащих сланцах, имеющих мощность 20—40 см.

На уникальном рудном поле Пшибрам урановорудные линзы и столбы в жилах также контролируются продольными нарушениями, развитыми на контактах углистых аргиллитов с песчаниками, алевроли-

тами, конгломератами, сланцами, а также продольными и другими нарушениями, располагающимися под пологими контактами гранитоидов, даек и конгломератов.

На месторождениях Иоганнгеоргенштадт, Яхимов, Хеммерляйн-Теллерхойзер, Гайер-восточный, Вайсер-Хирш, Цобес и Шнекенштайн на контактах пород кислого и основного состава в жилах локализуется от 20 до 40 % урановородных линз. Остальная часть рудных линз в жилах приурочена к однородным породам кислого и основного состава. Заметим, что вероятность встречи урановородных линз в жилах при пересечении продольных нарушений, расположенных на контактах пород с различными физико-механическими свойствами на вышеуказанных месторождениях в 2—3 раза выше по сравнению с продольными нарушениями, развитыми в однородных породах.

Интенсивно эродированные мелкие месторождения Берген и Готтесберг-Грумшгок сосредоточены в гранитах и по существующей классификации [1, 7] должны иметь иной механизм образования урановых руд.

Таким образом, основными рудоконтролирующими структурами для уранового оруденения в жилах Рудных гор являются продольные складчатые тектонические зоны. В рудном поле Шлема-Альберода на пересечении с продольными нарушениями локализуются 76,43 % рудных линз. Продольные нарушения служат для ураноносных растворов полуэкранами малой, средней и большой степени проницаемости. В первом случае оруденение локализуется перед полуэкраном, во втором — как перед, так и за полуэкраном, в третьем — только за полуэкраном. В рудном поле 30 % продольных нарушений играли роль полуэкранов малой, 60 % — средней и 10 % — большой степени проницаемости. Наиболее благоприятными для экранирования являются продольные нарушения с пологими углами падения [9, 13, 15].

Г.В.Наумов установил, что в рудном поле Шлема-Альберода давление при образовании урановых руд достигает 200 МПа [7]. Это статическое давление можно рассматривать как давление на стенку в области аэродинамической тени

структурной ловушки. На основании проведенных нами экспериментальных работ в аэродинамической трубе [9, 13, 15] можно утверждать, что динамические (скоростные) давления и скорость движения потока в области тени имеют нулевые величины. В проходящих рядом с областями тени гидротермальных потоках динамические давления достигают 200 МПа, а статические — 130 МПа. В прямолинейных участках тектонических нарушений, расположенных между структурными ловушками, динамические давления гидротермальных потоков достигают 300 МПа, статические — 100 МПа, полные — 400 МПа.

Кинетическая энергия снаряда, вылетающего из 76 мм ствола пушки, составляет 100—130 МПа [5]. Динамическое давление гидротермального раствора (300 МПа) в 2,3—3 раза превышает скоростное давление снаряда. Конечно, тектоническое нарушение не гладкий ствол пушки, но при открытой трещине мы получаем скорости движения раствора в сотни метров в секунду. Наиболее вероятно, что гидротермальная система была полуоткрытой. Только крупные разломы достигали поверхности. Кроме того, как показывают гейзеры Камчатки, лишь отдельные участки таких разломов бывают открытыми.

На большие скорости гидротермальных растворов указывают также большие мощности линз урановой смолки в жилах и наличие рудных линз в висячих зальбандах жил.

Скорость отложения кальцита в морфологически осложненных участках труб эксплуатируемых нефтяных скважин колеблется от 0,1 до 0,9 мм/месяц. Горячий (70 — 90°C) водонефтяной раствор с содержанием углекислоты и различных химических элементов 20 г/л выкачивается из скважин со скоростью 1 м/сек [14]. Содержание урана в гидротермальных растворах составляет 0,001 — 0,0001 %. Чтобы получить линзу урановой смолки весом 1 т, надо перегнать миллионы кубометров ураноносного раствора. Причем большая часть слабообработанного гидротермального раствора будет изливаться на поверхность со скоростями, значительно превышающими скорость гейзеров Камчатки (более 100 м/сек), в участках проявления кото-

рых формируются современные месторождения прожилково-вкрапленного типа. Чтобы получить ту же тонну урановой смолки в висячем зальбанде жилы, нужны большие статические давления, которые образуются в областях аэрогидродинамической тени, возникающих при больших скоростях движения потоков гидротермальных растворов.

При скорости гидротермального раствора 10 см/год, как справедливо отмечают геохимики, спада давления не будет и структурные ловушки не будут влиять на локализацию оруденения. Но такие скорости движения потоков гидротермальных растворов не могли существовать при формировании месторождений прожилково-вкрапленного типа и тем более при образовании жильных месторождений. Скорость потоков гидротермальных растворов при формировании первых в продольных складчатых зонах составляла первые метры в секунду, а при образовании вторых в открытых полостях поперечных разрывов — первые десятки метров в секунду [9, 13, 15].

В.Л.Барсуков, Г.Б.Наумов и др. считают, что уран в гидротермальных растворах переносился в шестивалентном состоянии в виде карбонатных комплексов [1, 6, 7]. К.Г.Королев, Г.В.Румянцева, И.Г.Разгуляева, Г.А.Голикова, Ю.М.Гуртовенко, Л.И.Ларичев, И.Г.Светликина, О.А.Жинаш отрицают уранил-карбонатную модель рудообразования (Королев и др., 1987, 1989). По твердому убеждению А.Г.Ветехтина [3], уран в гидротермальных растворах мог быть только в четырехвалентном состоянии и переносился в виде хлоридных и фторидных соединений, а урановая смолка имеет такой же состав, что и уранинит (UO_2). Действительно, на глубине 10—15 км в хлоридной зоне в восстановительных условиях уран не мог существовать в шестивалентной форме, он сразу бы перешел в четырехвалентное состояние. Четырехвалентную форму переноса урана в гидротермальных растворах признали многие исследователи (Омельяненко и др., 1986; Рафальский, 1987; Королев и др., 1987, 1989). Лабораторией ВИМСа (Королев и др., 1987, 1989) подтвержден четырехвалентный состав урана в урановой смолке.

По мнению Б.И.Омельяненко, уран в гидротермальных растворах переносился в виде гидроксохлоридных, гидроксофторидных и гидрокомплексов с концентрациями его порядка тысячных—сотых долей процента. По-видимому, окислителем урана при выпадении его в оксид был не кислород земной коры, которого мало в хлоридной зоне, а кислород гидроксильной группы, образующийся после разрушения комплексных соединений [15].

Причинами выпадения рудных и нерудных минералов в структурных ловушках гидротермальных месторождений является резкий спад скорости и динамического давления до нулевых величин и повышение статического давления в областях аэрогидродинамической тени, что приводит к вскипанию раствора, повышению температуры, увеличению концентрации и щелочности раствора, интенсивному перемешиванию его за счет импульсных вихреобразных струй, переходу истинных растворов в коллоидное состояние, разбиванию коллоидных пленок о стенку ловушки с одновременным переходом в жидкость и дегазацией раствора, осаждению минеральных солей из перенасыщенного раствора в виде бугорков на стенке, росту бугорков как затравок и последующему их соединению в виде полосовидных и линзовидных выделений (рис. 2). Работами на экспериментальных установках в широких диапазонах температур (от +10 до +600°C) и скоростей (от 0,1 до 60 м/сек) газовой-жидких смесей подтверждается возможность такого механизма минералообразования и для гидротермальных месторождений, образованных на любых глубинах [9, 13, 15].

На основании изложенного можно сделать следующие основные выводы:

1. Гипотеза Г.Б.Наумова, Н.Т.Соколовой, А.И.Тугаринова и др., которые искусственно разделили гидротермальные урановые месторождения по механизму рудообразования на месторождения, образованные в приповерхностных и глубинных условиях, не состоятельна, поскольку перепутаны верхние и нижние части месторождений. Жильное урановое оруденение в участках переслаивания пород кислого и основного состава контакто-метаморфизованных толщ кембрия,

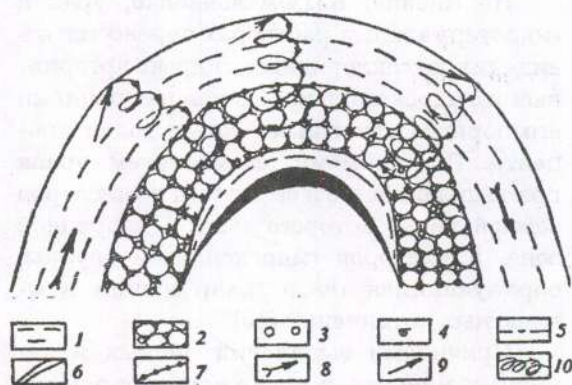


Рис. 2. Схема механизма образования минералов и солей в областях аэрогидродинамической тени в изгибе стальной трубы или тектонического нарушения.

1 — газовой-жидкая смесь или гидротермальный раствор; 2 — пузырьки, образованные при вскипании раствора (пузырьковое кипение); 3 — пузырьки, образованные при пленочном кипении; 4 — минералы в пузырьке; 5 — перенасыщенный коллоидный раствор; 6 — рудная линза; 7 — граница области аэрогидродинамической тени; 8 — направление главного водотока; 9 — направление второстепенных водотоков; 10 — вихреобразные импульсные течения.

ордовика, силура, девона образовалось не в глубинных, а в более приповерхностных условиях, нежели оруденение в нижерасположенных гранитных куполах.

2. При рудообразовании гидротермальные системы были полуоткрытыми и растворы на любых глубинах имели большие скорости движения по тектоническим нарушениям и зонам. Из них в областях аэрогидродинамической тени структурных ловушек происходило минералообразование.

3. На большинстве рудногорских месторождений при пересечении жилами участков переслаивания пород кислого и основного состава локализуется только 20—40 % урановорудных линз. На ряде месторождений породы основного состава вообще отсутствуют. Поэтому механизм «декарбонизации и подкисления», если бы даже он был, не применим для рудногорских месторождений.

Переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами, в т.ч. пород кислого и основного состава, играет существенную роль в образовании и особенно подновлении продольных складчатых нарушений, которые служат полуэк-

ранами малой, средней и большой степени проницаемости для гидротермальных растворов, поднимающихся по поперечным разрывам.

4. Основной причиной выпадения урана из гидротермальных растворов на любых глубинах является резкий спад динамического давления и скорости до нулевых величин и повышение статического давления в областях аэрогидродинамической тени структурных ловушек, что вызывает вскипание раствора, повышение температуры, увеличение концентрации и щелочности раствора и других взаимосвязанных факторов, что, в конечном счете, приводит к выпадению урана из жидких концентрированных коллоидных растворов. Следует отметить, что повышающаяся щелочность растворов «забуферивается» не породами кислого состава, а вихреобразными импульсными струями, являющимися побочными ветвями проходящих рядом с областями тени потоков растворов кислого состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсуков В.Л., Наумов Г.Б., Соколова Н.Т. Поведение урана в процессах образования гидротермальных жильных месторождений / Основные черты геохимии урана. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 144—220.
2. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. — М.: Гос. Науч.-техн. Изд-во лит.-ры по геологии и охране недр, 1962. С. 329—332.
3. Бетехтин А.Г. О поведении радиоактивных элементов в процессах образования эндогенных месторождений // Геология рудных месторождений. 1959. № 1. С. 5—24.
4. Власов Б.П., Жарков О.В., Рыбалов Б.Л. К вопросу о движении гидротермальных растворов // Геология рудных месторождений. 1970. № 1. С. 111—114.
5. Ландсберг Г.С. Элементарный учебник физики. — М.—Л.: ОГИЗ, Гос. изд-во техн.-теор. лит.-ры, 1948. Т. 1. С. 481—482.
6. Наумов Г.Б., Ачеве Б.Н., Ермолаев Н.П. К вопросу о движении гидротермальных растворов // Геология рудных месторождений. 1968. № 4. С. 29—39.
7. Наумов Г.В. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
8. Худяков Б.П. О структурно-литологическом контроле уранового оруденения в жилах смолково-карбонатной формации // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 82. С. 135—142.
9. Худяков Б.П. О причинах пространственной связи урановых месторождений с аксинитовыми, магне-

- титовыми, оловянными, вольфрамовыми, полиметаллическими месторождениями и рудопроявлениями в Рудных горах (автореферат первого варианта докт. дисс.), 1973.
10. Худяков Б.П., Ермаков В.К. К вопросу о типах структур гидротермальных месторождений в складчатых областях / Минералогия, петрография и литология пород Урало-Сибирской складчатой зоны. — Тюмень: Изд-во Инд. ин-та, 1976. Вып. 51. С. 139—146.
 11. Худяков Б.П., Сорокин Ю.П. Типы структурных ловушек и механизм их образования / Минералогия, петрография и литология пород Урало-Сибирской складчатой зоны. — Тюмень: Изд-во Инд. ин-та, 1976. Вып. 51. С. 164—187.
 12. Худяков Б.П., Кощеев Ю.С. О разновозрастности ураноносных гидротермальных систем // Геология рудных месторождений. 1989. № 5. С. 86—92.
 13. Худяков Б.П., Кощеев Ю.С. Области аэрогидродинамической тени в структурных ловушках гидротермальных месторождений // Деп. в ВИНТИ, 1990. № 2707. Вып. 90.
 14. Худяков Б.П., Кощеев Ю.С. Причины появления радиоактивного кальцита в эксплуатируемых скважинах при Трехозерном нефтяном месторождении // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 6. С. 122—124.
 15. Худяков Б.П. Условия образования и закономерности локализации жильного и прожилково-крапленного оруденения в «крестовидных» структурах Рудных гор: Автореферат докт. дисс., 1994.

V.P.Khudyakov

Localization and mode of origin of uranium-bearing lodes in the Erzbergen area, Germany

A common, depth-independent mode governing the formation of uranium ores is suggested. It is shown that the hydrothermal systems were half-open during the whole process of ore formation, and the solutions involved had high flow velocities at all depths. A critical review of the hypothesis implying different uranium ore formation modes under epithermal and deep-seated conditions is given.

ПЕРСПЕКТИВЫ ЭКЗОГЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ И ПЛАТИНОНОСНОСТИ РОССИИ

В.И.Старостин (МГУ)

В 1997 году в ЦНИГРИ завершено крупное исследование по созданию комплекта карт экзогенной золотоносности и платиноносности России, который состоит из четырех карт: «Карты экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации» масштаба 1:2 500 000 — 16 листов, «Карты зон россыпной золотоносности Российской Федерации» масштаба 1:5 000 000 — 4 листа, «Карты перспектив экзогенной золотоносности Российской Федерации» масштаба 1:5 000 000 — 4 листа, «Карты геоэкологических условий освоения золотоносных районов Российской Федерации» масштаба 1:5 000 000 — 4 листа и объяснительной записки к комплекту.*

В объяснительной записке к комплекту карт с достаточной полнотой показаны назначение и принципы составления карт, раскрыто содержание легенды, дан ряд геолого-генетических интерпретаций и выводов по состоянию минерально-сырьевой базы (МСБ) россыпного золота в сравнении с данными по МСБ коренных золоторудных месторождений.

На базовой для комплекта «Карты экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации» масштаба 1:2 500 000 впервые в отечественной практике проведено металлогеническое районирование на основе взаимосвязи золоторудных металлогенических зон, объединяющих источники питания россыпей

различной формационной принадлежности, ареалов развития россыпей и структурно-геоморфологических обстановок формирования экзогенных месторождений золота и платиноидов.

В объяснительной записке рассмотрены роль золоторудных, золотосодержащих и платиноносных магматических формаций как факторов россыпеобразования и условия локализации рудных объектов в геологических структурах. Специальный раздел посвящен краткому описанию золотосодержащих формаций чехла платформ, которые являются промежуточными источниками питания выявленных россыпепроявлений. Актуальность изучения проблемы золотоносности чехла платформ неоднократно подчеркивалась многими исследователями, особенно значительный вклад в ее решение внесли коллективы ЦНИГРИ, ИГЕМ, РАН, МГУ и др.

Геоморфологическим обстановкам экзогенной золотоносности и платиноносности посвящены отдельный блок легенды базовой карты и глава в объяснительной записке. Эти материалы позволяют сопоставить рельеф с различными морфоструктурами, определить соподчиненность разноранговых таксонов рельефа, степень его расчлененности, проанализировать пространственные связи экзогенных месторождений с коренными и промежуточными источниками питания и выделить морфогенетические типы рельефа, благоприятные для формирования россыпей золота и платиноидов, а также золотоносных кор выветривания. Подавляющее большинство районов с россыпями благородных метал-

* Комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации. Объяснительная записка. Под редакцией А.И.Кривцова, Н.М.Риндзюнской, Г.В.Ручкина. — М.: ЦНИГРИ, 1997.

лов и наибольшие прогнозные ресурсы последних сосредоточены в областях низкогорья (почти 80 % районов с россыпями) и пенефленов, а золотоносные и золотосодержащие коры выветривания — главным образом на пенефленах.

Границы выделенных на базовой карте районов и групп районов россыпной золотоносности и платиноносности определяются как положением известных россыпей, так и контурами соответствующих типов рельефа в пределах металлогенических зон коренной металлоносности. Районы с россыпями подразделяются на золотоносные, платино-золотоносные и собственно платиноносные. Их характеристика, которая вынесена на карты специальными знаками, включает информацию о генетических типах россыпей и наличии техногенных россыпей, главных сопутствующих полезных компонентах, об этапах россыпеобразования и о значении каждого этапа в формировании ресурсов благородных металлов. Эти данные в столь полном виде для конкретных районов приводятся впервые. Также впервые на карте масштаба 1:2 500 000 специальными знаками отображены типоморфные особенности зерен самородных металлов из золотых (291) и платиноносных (44) россыпей, обобщающие данные более 3000 частных описаний. Как указано в объяснительной записке, эти фактографические данные составляют основу для решения ряда важных задач (определение источников питания россыпей и их минеральных или геохимических типов, оценка глубины эрозионного среза, перспективы выявления коренных месторождений и технологические свойства металла).

В качестве основного металлогенического таксона на картах масштаба 1:5 000 000 авторами выделены золотороссыпные (рудно-россыпные) зоны, которые объединяют металлогенические зоны и россыпные районы (группы районов распространения россыпей). За базовый фон карты зон приняты показатели приоритетности субъектов Российской Федерации по текущей добыче и запасам россыпного золота, а для карты перспектив — их приоритетность по прогнозным ресурсам россыпного золота.

Впервые в отечественной практике

прогнозно-металлогенических построений использованы показатели начальных потенциалов коренной и россыпной золотоносности и проанализированы их соотношения как по России в целом, так и по отдельным субъектам Федерации. Эти показатели, вынесенные на карту прогноза в виде специальных знаков, и соответствующие графики, более полно раскрывающие суть построений авторов, дают наглядное представление о минерально-сырьевых возможностях как субъектов РФ, так и отдельных районов с россыпями. Принципиальное значение имеет выполненная авторами экспертная оценка металлогенического потенциала тонкого и мелкого золота в техногенных и других россыпях, а также в отложениях чехла платформ, крупных дельт и прибрежно-шельфовых зон, золотоносных и золотосодержащих корах выветривания.

Значительный интерес представляет составленная впервые «Карта геоэкологических условий освоения золотоносных районов РФ», которая, как показано в объяснительной записке, отражает потенциальную природную устойчивость территорий к антропогенному воздействию, фиксирует уровни техногенных изменений в районах разработки россыпных месторождений, а также содержит результаты экспертных оценок изменения геоэкологических ситуаций при освоении новых площадей. В целом комплексная нагрузка этой карты характеризует главные геоэкологические факторы, ограничивающие возможность освоения россыпных месторождений золота применительно ко всей территории Российской Федерации.

При изготовлении карт авторы использовали прогрессивные ГИС-технологии, которые обеспечивают хранение всего информационного массива на электронных носителях, что позволяет при необходимости производить оперативное тиражирование карт комплекта в любом масштабе, создавать производные и тематические карты, производить стандартные операции с разными слоями, соответствующими различным элементам карт. Компьютерному обеспечению составления и тиражирования карт комплекта посвящена специальная глава объяснительной записки, из которой

следует, что цифровая версия карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации построена на современном программно-технологическом уровне.

В заключение следует отметить, что составленный комплект карт имеет многоцелевое назначение. При его составлении коллектив авторов использовал накопленный десятилетиями огромный фактический и, что особенно ценно, аналитический материал. Как видно из объяснительной записки, авторы проделали особо сложную работу по разработке методики составления, ранжирования и интерпретации большой массы разнородных геологических, геохимических, геоморфологических, минералогических и других данных.

Комплект карт и объяснительная записка к нему — детальное многостороннее исследование экзогенной золотоносности и платиноносности России, не имеющее аналогов. Обобщенные материалы имеют уни-

кальное научное и прикладное значение, а сами карты могут быть использованы для решения тактических и стратегических задач в сфере федеральной минерально-сырьевой политики для разработки направлений ГРР и инвестиционной политики на ближнюю и дальнюю перспективу. Карты и объяснительная записка к ним позволяют получить новую информацию о потенциальной эндогенной золотоносности слабо изученных территорий.

Работа базируется на тщательно проработанных формационных принципах и может служить фундаментальной основой для более детального специализированного металлогенического районирования. Комплект карт представляет значительный интерес для широкого круга организаций и специалистов. Особо следует подчеркнуть возможности его использования в научных исследованиях и для подготовки специалистов в высших учебных заведениях.

V.I.Starostin

Prospective exogenic gold- and PGE-bearing areas in Russia

УДК 553.078:551.24:528

© А.А.Кременецкий, Ю.К.Кудрявцев, 1998

О КНИГЕ «МЕТАЛЛОГЕНИЯ АНДЕЗИТОИДНЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ»*

А.А.Кременецкий, Ю.К.Кудрявцев (ИМГРЭ МПР России)

Серию методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании, подготовка и издание которых осуществляется по инициативе Межрегионального центра «Геокарт» при поддержке МПР, пополнила новая крупная монография, посвященная проблемам металлогении интереснейших, доступных для

изучения и насыщенных самыми разнообразными рудными месторождениями и проявлениями геологических структур — андезитовидных вулканоплутонических поясов (ВПП). В увидевшей свет первой части работы проанализированы Андийские и Мексиканские ВПП, а также ВПП западной окраины США и Юго-Восточной Европы. Во второй части труда авторы намерены рассмотреть ВПП, расположенные на территории России и сопредельных стран Азии. Во вторую часть монографии пред-

* Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. Ч.1. — М.: МПР РФ, Геокарт, ЦНИГРИ, 1997, 326 с.

полагается поместить и заключительный раздел, обобщающий солидную описательную информацию по всем изученным регионам и содержащий главные теоретические и научно-методические выводы, а также практические рекомендации.

Работы, результатом которых является рассматриваемая книга, логично и на цельной методологической основе развивают исследование авторов по обозначенному направлению, последний итог которых был подведен около 10 лет назад [2]. Новая разработка, вне всякого сомнения, способствует решению одной из важнейших задач геологического картирования — выявлению перспективных площадей различных иерархических уровней.

Следует отметить, что новую работу отличает, прежде всего, широкий подход к изучению месторождений полезных ископаемых и закономерностей их размещения. При традиционном сохранении интереса к молибденово-медным месторождениям в различных металлогенических зонах ВПП рассматриваются также железорудные, стратиформные медные и полиметаллические, золото-серебряные, золоторудные, редкометалльные и некоторые другие месторождения, специфические для каждой провинции. Описание этих месторождений в целом занимает более половины объема книги. В принятой методологической схеме они объединяются в три группы. Первую из них составляют рудные объекты, связанные с геологическими формациями, которые подстилают вулканоплутонические пояса. Вторую группу образуют объекты, сопровождающие становление магматических комплексов ВПП конкретного возраста, а также локализующиеся в осадочных бассейнах, существующих параллельно с последними. Месторождения третьей группы являются регенерированными или «гибридными» и обязаны своим появлением процессам преобразования объектов первой группы, протекающим в ходе развития поясов. Естественно, что дополнительная систематизация рудных объектов по соответствующим возрастным уровням, составление и сравнение их латеральных и вертикальных рядов, выявление в них характерных устойчивых элементов и случайных элементов, обусловленных со-

вмещением продуктов различных тектонических циклов, помогают в разработке надежной типизации металлогенических зон и рудных районов и в значительной мере способствуют выяснению палеотектонической позиции разновозрастных ВПП. Приведенные в работе обширные материалы ясно отражают возможности многократно апробированных и надежных методов рудно-формационного анализа при геодинамических исследованиях и значительно расширяют область их использования.

При большом объеме информации о полезных ископаемых некоторые важные параметры месторождений остаются неясными. В частности, в целом ряде характеристик нет данных о содержаниях рудогенных элементов и важнейших элементов-спутников. Очень недостает сведений, хотя бы самых общих, о масштабах оруденения, особенно для объектов, не принадлежащих к элитной серии, или раздела, специально посвященного анализу продуктивности геологических формаций, которые слагают разновозрастные пояса и входят в состав основания последних. Без этого трудно понять и оценить в должной мере отмечаемое, в частности, для андийских ВПП изобилие месторождений, локализованных в стратифицированных комплексах основания поясов и сопряженных с ними структур. Строение латеральных рудноформационных рядов для соответствующих разновозрастных структур по всему комплексу приводимой информации представляется весьма сложным. В то же время, выбор промышленных месторождений для подобного анализа дает возможность увидеть латеральный ряд, весьма близкий к обобщенному ряду хорошо изученных палеозойских провинций Казахстана. Этот ряд начинают скарновые месторождения меди и железа, а также золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения, продолжают медно- и молибден-порфировые месторождения, вместе с которыми в эпикратонных зонах присутствуют объекты с золото-серебряной и полиметаллической минерализацией, и завершают месторождения медистых песчаников. Находит аналогии в рассматриваемых в работе молодых ВПП (прежде всего в поясах

Аризоны) и своеобразный ряд месторождений Кураминского ВПП.

Разработка геотектонических основ металлогенического анализа, по мнению авторов, не требует противопоставления сосуществующих в нынешний переходный период парадигм. Каждая из последних опирается на существующие реальности, что вполне допускает использование смешанной терминологии при характеристике режимов развития исследуемых геологических структур. С этим, видимо, можно согласиться, добавив лишь, что пригодность тех или иных терминов определяется, главным образом, ясностью и однозначностью вкладываемого в них содержания.

В соответствии с принятой концепцией, андезитоидные вулканоплутонические пояса, с особенностями палеопозиции и характером развития которых увязывается все многообразие рудной минерализации, определяются как «области распространения вулканоплутонических ассоциаций андезито-диоритового профиля..., занимающие периокеаническую позицию и сопряженные в своем развитии с островодужными геоструктурами». Как и в предшествующих работах, пояса и их части по составу основания (фундамента) подразделяются на эпикратонные, эпимиегеосинклинальные и эпизевгеосинклинальные. Каждый из выделенных типов зон характеризуется различными количественными соотношениями распространенных в их пределах плутоногенных и вулканогенных пород, достаточно отличными петрографическими и петрохимическими чертами последних. Выразительна и специфика их металлогении. Поддерживаются представления об общей трехчленной вертикальной структуре ВПП и о связи медно-порфирового оруденения с вулканоплутоническим комплексом нижнего этажа.

Наиболее удачным в работе кажется последний, пятый раздел, в котором основное внимание уделено палеогеновым и неогеновым поясам Восточно-Средиземноморской (Карпато-Балкано-Динарской) области. Он содержит сводную схему размещения рудных месторождений и вулканоплутонических поясов региона, которая учитывает результаты детальных исследований большого коллектива специа-

листов стран — бывших членов СЭВ и в значительной мере облегчает восприятие авторских идей.

В развитии третичного и, прежде всего, палеогенового магматизма южной группы поясов важнейшая роль придается Среднегорско-Тимокскому прогибу, который классифицируется как вторичногеосинклинальный. Этот вывод основан на формационной оценке верхнемеловой вулканогенной андезитоидной толщи, в тесной связи с которой находится медноколчеданное и колчеданное медно-полиметаллическое оруденение. По мнению авторов, она близка непрерывным формациям энсиалических вторичных геосинклиналей малокавказского типа. Более ранними исследованиями обосновывалось рифтогенное происхождение этой геологической структуры [3].

Интрузивы, которые прорывают осадочно-вулканогенные отложения Среднегорско-Тимокского прогиба и располагаются в древних отложениях его рамы, относятся уже к образованиям позднемелового-палеогенового ВПП. Севернее эту систему взаимосвязанных структур продолжает интрузивный пояс Банат-Апусени. Петролого-геохимические особенности ларамийских плутонов очерченных ареалов позволяют уверенно относить их к корневым частям палеогеновой вулканоплутонической ассоциации. Вулканы Родопского ареала соответственно считаются реликтом более крупного пояса, обрамлявшего Среднегорско-Тимокскую структуру с запада, юго-запада и юга. Македонский ареал более молодых вулкаников и плутоноидов, в соответствии с развиваемой концепцией, также можно связывать с экспансией магматизма от той же осевой структуры, хотя эта позиция и представляется дискуссионной.

Связь со Среднегорско-Тимокской зоной по ряду косвенных признаков видится и для Западно- и Восточно-Карпатского неогеновых поясов, хотя, отмечая особую позицию последних, авторы не считают возможным уверенное выделение каких-либо тектонических структур, которые можно было бы увязать в единый ряд с самыми молодыми ВПП.

В связи со сказанным прежде всего заслуживают более детального обсуждения взаимоотношения ларамийских вулканоплутонических структур — бывших членов СЭВ и в значительной мере облегчает восприятие авторских идей.

генных и интрузивных комплексов, а также связанного с ними оруденения в Среднегорской зоне. По работам Б.Д.Богданова [1] и ряда других исследователей известно, что в Панагюрско-Етропольском рудном районе как колчеданное, так и медно-порфировое оруденение связано с верхнемеловым магматизмом. Абсолютный возраст рудных комплексов составляет 74—93 млн. лет и укладывается в рамки маастрихтско-сеноманского веков. Близкие петрохимические характеристики верхнемеловых вулканогенных и интрузивных пород позволили М.Т.Токмакчиевой [4] высказать мнение о принадлежности их к единому «вулcano-интрузивному комплексу». Признание этих выводов, не нарушая общих представлений авторов работы, объясняет тесное сообщество колчеданных и медно-порфировых месторождений в рассматриваемом регионе и широкое распространение субвулканических пород на последних, хотя одновременно и несколько усложняет устоявшиеся представления о геодинамических обстановках их формирования. Один из путей решения данного противоречия, по-видимому, может быть намечен при сопоставлении условий образования рудно-магматических систем Панагюрско-Етропольского района в Болгарии, а также Актогайского и Джарыкского рудных районов Казахстана.

В связи с диагностикой позиции северной группы поясов требуется более детальное рассмотрение особенностей геологии Мурешской зоны, вулканогенного прогиба гор Бюкк, а также специфической Гемерской зоны. Видимо, более подробного анализа требует и Вардарская зона. Кажется, появилась необходимость в более глубоком обосновании формационного статуса неогеновых медно-порфировых и молибден-медно-порфировых месторождений как в анализируемом, так и в других регионах. Приведенные в работе характеристики скорее указывают на их принадлежность к нижней (глубинной) части сложного ряда медных, полиметаллических, серебро-полиметаллических и золото-серебряных месторождений, проявляющегося в верхнем этаже ВПП. Видимо, они заслуживают и специального обозначения.

Другие разделы книги построены по

единому с рассматриваемой частью плану и содержат столь же подробную информацию о палеотектонической позиции соответствующих ВПП, оцениваемой по представлениям различных концепций, важнейших типах рудных месторождений и закономерностях их размещения.

Представляющие наибольший интерес позднемезозойские—кайнозойские Кордильерские пояса США, продолжающиеся в Мексике, являются гетерогенными и обоснованно связываются с субдукционными процессами на окраине континента и с рифтогенными зонами растяжения во внутриконтинентальных областях. Островодужные комплексы позднего триаса—средней юры и постларамийские образования энсалической островодужной дуги Каскадных гор, субмеридиональное простирание которых практически параллельно положению современной береговой линии, сменяют пояса в восточной и юго-восточной частях региона. Для основных ларамийских ВПП (80—50 млн. лет) характерно преобладание поперечных ориентировок при общей миграции магматизма с запада на восток. Следуют внутриконтинентальным структурам и постларамийские (50—0 млн. лет) пояса. В то же время, сохраняющиеся разногласия в оценках причин изменения структурного плана поясов не позволяют, по мнению авторов, предложить единую схему режима их формирования.

Приведенные в разделах материалы достаточно доказательны и надежны. Однако изображения постларамийских ВПП и детализирующие их схемы ареалов развития разновозрастных вулканоплутонических ассоциаций кажутся излишне формализованными. Не очень удачным кажется и предпочтение, отдаваемое авторами абсолютной геохронологии при характеристике поясов и рудных месторождений. Читатель вынужден в этих случаях самостоятельно соотносить обозначаемые числовые временные отметки с основными этапами развития складчатых поясов.

Изученная западная часть Южной Америки с системой Андийских поясов является эталоном одноименного типа геологических структур. Для палеозойского и мезозойско-кайнозойского этапов развития как наиболее приемлемые рассматривают-

ся представления о существовании на исследуемой территории вполне устойчивого ряда сопряженных структур, который включает соответствующие островные дуги, задуговые прогибы с эв- и миогеосинклинальными режимами, вулканоплутонические пояса и заповязные прогибы. Регион выделяется развитием чрезвычайно мощных серий известково-щелочных вулканитов, а также многочисленных рудных месторождений, в том числе медных, целому ряду которых свойственны богатые и очень богатые руды.

Авторы показывают, что для ВПП андийского типа в целом характерна устойчивая металлогеническая специализация, которая выражена в преобладании месторождений цветных металлов, золота и серебра при ограниченном проявлении рудных объектов с редкометальной минерализацией. Важно, что сходная по составу минерализация повторяется в разновозрастных вулканоплутонических комплексах, свидетельствуя о повторяемости магматических и рудообразующих режимов. Для преобладающих в металлогении региона медно-порфировых месторождений намечается не менее 5—6 периодов формирования. Этот вывод во многом объясняет андийский рудный феномен, хотя менее впечатляющая «полицикличность» в палеозойских вулканоплутонических поясах находит объяснение в надежно исследованных деталях строения комплекса основания.

Следует отметить ясно обозначенный авторский подход к металлогеническому анализу, который основан на изучении закономерностей распределения геологических и рудных формаций, связанных единством геодинамических режимов образования в течение конкретных продолжительных или очень кратких отрезков времени. Для целей реального прогнозирования оруденения предлагаемый подход можно считать наиболее эффективным.

Продемонстрированные на представительном материале различия металлогении изученных ВПП во многих случаях увязываются авторами с различными глубинами вскрытия их эрозионными процессами и перераспределением минерализации, заключенной в геологических формациях комплекса основания. Этот вывод имеет важнейшие практические следствия; в частности, он применим при анализе конкретных магматических ареалов, однако в связи с сохранением некоторой неопределенности пространственного положения ряда ВПП в общем ряду региональных структур, видимо, требует дополнительно обоснования.

В целом труд А.И.Кривцова и И.Ф.Мигачева является заметным вкладом в решение общих проблем металлогении андезитовидных вулканоплутонических поясов как проявлений разнообразных и широко распространенных в истории Земли геодинамических обстановок. Особенно значимой в выполненном многоплановом исследовании выглядит разработка латеральных и возрастных рядов рудных формаций геоструктур различных типов.

Рецензенты желают авторам скорейшего завершения второй части работы, выход которой после публикации первой части ожидается с особым интересом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Богдан Д.* Медните находища в България. — София: Техника, 1987.
2. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
3. *Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977.
4. *Токмакчиева М.Т.* Минералого-геохимические особенности медных месторождений Панагорско-Етропольского рудного района (Республика Болгария). Научн. докл., представленный в качестве докторской диссертации. — М.: ИМГРЭ, 1997.

A.A.Kremenetsky, Yu.K.Kudryavtsev

On the monograph «Metallogeny of andesitoid volcano-plutonic belts»

УДК 553.81(09)

© Л.Т.Шевырев, 1998

ГИМН «ПРЕКРАСНОМУ НЕЗНАКОМЦУ»*

Л.Т.Шевырев (Воронежский государственный университет)

Популярная научно-художественная литература на геологическую тематику взрастила у нас поколение романтиков, первооткрывателей природных богатств шестой части обитаемой суши. Незабвенны имена больших ученых, которым одного лишь профессионального творчества было мало, кому хотелось донести до миллионов сограждан, особенно юных, то очарование, радость, азарт, которые испытывает исследователь прошлого и настоящего нашей планеты, ее Минерального Царства: Владимира Ивановича Вернадского, Александра Евгеньевича Ферсмана, Ивана Антоновича Ефремова. Благодаря «Очеркам и речам» Вернадского, ферсмановским «Занимательной химии», «Путешествиям за химией», ефремовским «Алмазной трубе» и «Лезвию бритвы» конкурсы на геологические факультеты были неизменно высокими, а профессия геолога по популярности превосходила таковую нынешних брокеров и имидж-мейкеров.

Высокие традиции отечественной геологии продолжает, не давая им угаснуть, и рецензируемая книга, написанная известными специалистами-алмазниками. Выход «Истории алмаза» — значительное достижение новой России, стремящейся стать открытой, понятной миру. Многие материалы «Истории» могли бы украсить передачи РТР типа «Совершенно секретно», ведь полвека общественность не знала не только подробностей, но и самых общих черт величественной выигранной битвы за «алмазную» независимость Российского государства.

Практически вся деятельность в этой сфере до распада СССР пребывала под покровом тайны. Отчеты, конференции, сборники научных работ в самых безобидных случаях украшались грифом «секретно», многое же относилось к государствен-

ным секретам особой важности («перед прочтением сжечь», шутили). Сами термины «алмаз», «кимберлит» в алмазном сообществе, особенно при посторонних, предпочитали не упоминать. Природную высокобарическую разновидность углерода именовали «полезным компонентом», «нашим прекрасным минералом». Случайное упоминание «алмаза» или «кимберлита» в телефонном разговоре вело к немедленному его обрыву — такая бдительная была тогда телефонная автоматика.

Неповторимый советский алмазный мир — закрытый для посторонних, доверительный, даже доверчивый для своих, — навеки ушел, сгинул, растворился в нынешней жизни. Раскололся — громадные кровоточащие куски пытаются уцелеть в автономном плавании на Украине (ИМРУ, Львовский ГУ, ИФГН), в Казахстане (лабораторный комплекс Кокчетав). Авторы «Истории» — плоть от плоти того ушедшего мира, их книга — масштабная попытка сохранить о нем заслуженную память. Начинают они издавдалека. Скрупулезно, бережно воссоздается картина алмазного дела в России, от первых находок минерала у д. Орлецы (18 век) и на Крестовоздвиженском прииске нынешней Пермской области (1829) до последних якутских и архангельских открытий. Ныне, когда только в Якутской алмазоносной провинции известно более 800 кимберлитовых тел, а на Зимнем берегу Архангельской области еще 44 диаметры, невозможно представить, что до 21 августа 1954 года (открытие Л.А.Попугаевой «Зарницы») Россия вовсе ничего не знала о своих алмазных сокровищах. Единственным русским человеком, видевшим до этого кимберлит в коренном залегании, был Н.М.Федоровский, участник Международного геологического конгресса в Кейптауне (1932 год). Тем непостижимей, поразительней выглядит предсказание палеонтолога И.А.Ефремова, в жизни не видевшего трубок взрыва, скрупулезно описанное автора-

* Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. — М.: Недра, 1997, 601 с.

ми. В рассказе «Алмазная труба» («Новый мир», 1945, № 4) ученый прямо указал место, где они должны находиться: на якутском водоразделе Котуя и Мойеро. В 70-е годы именно там действительно выявили кимберлитовое поле, названное Харамайским. И еще один, вообще мистический штрих. Когда И.А.Ефремов писал «Алмазную трубу», пятнадцатилетняя Лариса Попугаева, будущая открывательница российских кимберлитов, жила в квартире ученого, спала на его кожаном диване (ее отец до ареста дружил с Иваном Антоновичем).

Книга содержит бесценные любительские полевые фотографии: заявочный столб на трубке Мир; заснеженные листовницы Малой Ботуобии, не тронутой еще горняками; чудовищные, бездонные пропасти алмазных карьеров; люди, «ум и молоток» которых преобразили гигантский регион, безнадежное якутское экономическое захолустье. Дорогого стоит фото Ларисы Попугаевой (с. 274) — прекрасное тонкое лицо исследователя и, как у нас водится, мученика. Однако история унижений и «остракизма», которым она подвергалась после открытия «Зарницы» (термины авторов), в книге прописаны не очень внятно (преследователи живы и в силе?).

Якутская эпопея — наиболее ценная, весомая, более того, вечная часть рецензируемой книги. Это и понятно. Авторы — очевидцы, участники, история якутских алмазов разворачивалась на их глазах. Полновесно описан вклад, внесенный в алмазное дело сотрудниками и выпускниками Львовского госуниверситета, круга академика В.С.Соболева. К нему принадлежат два соавтора «Истории», и то, что ими «альма матер» не забыта, достойно уважения. Но Якутия — полкниги. Из частей, посвященных остальному алмазному миру, выделим африканскую. Прописана она основательно и живо, причем не только по хрестоматийным южноафриканским разделам, но и по прочим странам континента. Это позволило охарактеризовать заметный вклад наших геологов в исследовании месторождений Анголы и стран Гвинейского залива. Любопытны и подробная история становления хитроумной «Де Бирс», и фото исторических алмазов, удачливых откры-

вателей богатых трубок (А.Т.Финчем, Гевин Ламонт, Манфред Маркс, Джон Вильямсон). Все они стали обладателями громадных состояний. Поневоле вспомнишь о горьких слезах, пролитых Л.Попугаевой после открытия «Зарницы» (с.287): руководство Амакинки не могло простить ей, сотруднице Центральной экспедиции, открытие первой русской трубки взрыва на «своей» территории и посылить мстило. Несомненно, условия игры у наших и иностранных геологов разительно отличны.

Африканские разделы «Истории» — вторая большая удача авторов, чего не скажешь о страницах, посвященных алмазам Канады, Бразилии, Калимантана. Авторы приводят в них информацию, малоизвестную широкой общественности, результат своих, несомненно, обширных международных контактов, но этот быстрый бег по континентам вызывает больше вопросов, чем ответов. Контурные и иные огрехи здесь особенно заметны. Чего стоит один рис. 26 (с. 232), характеризующий распределение в пределах Канады кимберлитовых полей «1—7» (авторские цифры на чертеже). Тщетно читатель будет искать в тексте или экспликации расшифровку этих «1—7», они выпали. Таким образом, узнать, где же на обширной границе провинций Онтарио и Квебек локализованы высокоалмазоносные кимберлиты диатремы «Лакде-Гра», алмазной надежды Канады, никому не удастся.

Не пожалели авторы читателя и в «бразильском» разделе. Ну что бы, казалось, не вынести на карту Южной Америки (рис. 25, с. 218), коль скоро она приведена, описанные в тексте районы Коромандел (новые находки алмазоносных меловых диатрем) и Мада-де-Корда (район с предполагаемыми трубками с крупными алмазами)?! Другие же сенсационные откровения авторов составляют лишь развести руками в ожидании разъяснений. К примеру, в вузовских учебниках каждый может прочитать о рифейских алмазоносных «филлитах» округа Диамантина (Западно-Бразильский щит), обычно трактуемых как высокометаморфизованные кимберлиты. Упомянуты они и в трудах известных ученых-алмазников М.П.Метелкиной с соавторами (1976), В.С.Трофимова (1967), причем говорят не

просто о геологических телах, но объектах промышленной разработки (рудник Серроде-Итакамби́ро). И вот пассаж авторов (с.217): «Повторное крупнообъемное опробование этих пород показало, что алмазов в них нет». И ни слова о том, кто, когда опробовал, есть ли на Земле рудник Серроде-Итакамби́ро. Будто это неважно!

Примерно в этом же темпе авторы проносятся и по Калимантану, в кайнозойском подвижном поясе которого, рядом с мезозойской Зондской платформой в хребте Бобарис, известны алмазоносные трубки серпентинизированных перидотитов и пироксенитов: «брекчия Хауэран», дер. Бунглей. Из 10 т элювия брекчии извлечено 0,35 кар. алмаза (Трофимов, 1967), из 15 т коренной брекчии — 0,05 кар. Авторы еще раз смущают читателя утверждением: «Материнские породы алмаза в районе не обнаружены» (с.45), рассказывая об опробовании 1930 года (!) перидотитов «брекчий Памали». Но что же тогда трофимовские данные о «Хауэран-Бунглей»? Теоретическая важность вопроса об алмазоносности магматитов кайнозойского пояса Калимантана, откуда происходят многие исторические ал-

мазы («Звезда Саравака» и др.), понятна каждому. Можно также порекомендовать авторам, приводящим неведомые нам названия при характеристике алмазопроявлений (реки Барито, Ландак, города Пантинан, Банджармасин и пр.), указать их на соответствующей карте. Тогда их данным будет легче попасть в научный оборот.

Впрочем, перечисленные недостатки — от понятного желания поделиться с коллегами ВСЕМ узанным, понятным за сорок лет трудов в алмазном сообществе. И какой, наконец, книге угнаться за стремительной историей «прекрасного незнакомца», если после ее выхода (1997 год) прошел целый вал новой информации: об алмазоносных диатремах Северо-Припятского района Белоруссии, Финляндии, лампроитах и кимберлитах Китая, Испании, Италии, Индии ?

В целом же прекрасно изданная искренняя, в буквальном смысле выстрадавшая, книга не может не быть принята читателем с благодарностью, и рецензенты с удовольствием предрекают ей долгую и славную жизнь.

L.T.Shevyrev

A hymnus to the «Beautiful Stranger»

УДК 553.81(09)

© В.М.Котляков, 1998

О книге «История алмаза»*

В.М.Котляков (Институт географии РАН)

Прошло более 40 лет с тех пор, как на Сибирской платформе, после недолгих и упорных геолого-поисковых работ в условиях зоны многолетней мерзлоты и заболоченной якутской тайги, была открыта первая крупная алмазоносная кимберлитовая трубка Зарница, свет которой, образно говоря, буквально осветил тайгу. К настоящему времени открыто более 1000 кимберлитовых тел (трубок и даек), в том числе такие высокопродуктивные, как Мир, им. XXIII съезда КПСС, Интернациональная, Айхал, Удачная, Сытыканская, Юбилейная и последние из вновь открытых в мире и в России в 1994—1996 гг. трубки Ботубинская и Нюрбинская в Накынском кимберлитовом поле Западной Якутии.

За прошедший период опубликовано множество научных работ по алмазной тематике, связанной с поисками и разработкой алмазоносных месторождений как в России, так и в других странах. Однако работы, в которой бы комплексно освещались вопросы истории поисков, разведки месторождений на разных континентах, добычи, обработки и использования алмазов, до сих пор опубликовано не было. Первым фундаментальным научным трудом в этой области безусловно является рецензируемая книга. Она вызывает особый интерес в научных кругах России, так как в открытии и освоении месторождений алмазов принимали непосредственное участие сами авторы монографии.

Книга начинается разделом «Почти все об алмазах», в котором подробно анализируются коренные месторождения алмазов, связанные с кимберлитовыми трубками Азии, Африки, Американского континента, Австралии и России. Здесь рассмотрены различные модели кимберлитовых трубок взрыва, особенности тектонического строения алмазоносных территорий и веществ-

венный состав кимберлитов, а также вмещающих и перекрывающих их пород. Для исследователей, занимающихся изучением кимберлитовых пород и вынесенных кимберлитовой магмой из мантии алмазосодержащих нодулей эклогитов и других пород, большой интерес представляют данные о термодинамических условиях образования эклогитов, в частности, Африки и Сибирской платформы. Авторы впервые установили, что алмазосодержащие эклогиты Африки и Сибирской платформы формировались в близких термодинамических условиях — при температурах 850—1350°C и давлениях 4,5—5 ГПа.

В разделе «Как ищут алмазы» авторы излагают методику шлихо-минералогического метода, с помощью которого прослеживаются ореолы рассеяния спутников алмаза. Этот метод непосредственно разработан авторами книги и хорошо зарекомендовал себя при поисках кимберлитовых трубок. Именно с помощью этого метода Л.А.Сарсадских и Л.А.Попугаева в 1954 г. открыли упомянутую выше первую на Сибирской платформе и в России крупную алмазоносную кимберлитовую трубку Зарница, которая по размеру (32 га) занимает второе место после трубки Юбилейная (59 га). Шлихо-минералогическим методом открыты сотни кимберлитовых трубок, в том числе крупные алмазоносные трубки Мир, Удачная, Сытыканская и Айхал.

Но после открытия основных алмазоносных трубок и выявления большого количества слабоалмазоносных и неалмазоносных диатрем, обнажающихся на дневной поверхности или перекрытых маломощным чехлом (5—20 м) осадочных пород, шлихо-минералогический метод стал мало эффективным. Оказалось, что имеются трубки, перекрытые чехлом осадочных и траптовых пород мощностью в 30—100 м. Открытие ряда таких трубок в Сибири стало возможным в основном бла-

* Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. — М.: Недра, 1997, 601 с.

годаря изучению минералов-спутников алмаза в комплексе впервые осуществленных авторами палеогеографических реконструкций условий переноса кимберлитового материала. Этим комплексом методов восторжественно были открыты трубки Восток и Победа, перекрытые толщей осадочных и изверженных пород мощностью 30—76 м.

В разделах «Камни-гиганты» и «Мировой рынок алмазов» авторы уделяют особое внимание именным алмазам, найденным на ряде континентов земного шара, в том числе на территории Сибири. В этой части книги дается подробная характеристика минерально-сырьевой базы алмазов различных провинций мира и констатируется лидирующая роль России (в частности, Республики Саха) среди алмазодобывающих регионов.

Весьма интересные сведения приводятся в разделе «Кимберлитовые и лампроитовые трубки — окна в мантию Земли». По кимберлитовым трубкам магма выносит ультраосновные ксенолиты с глубин не

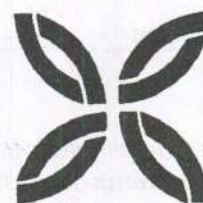
менее 150—250 км. По данным их изучения авторы предлагают глобальные модели строения и состава земных недр.

Таким образом, в монографии «История алмаза» освещаются главнейшие достижения отечественной и мировой науки по геологии коренных и россыпных месторождений. С учетом ее большого значения для алмазодобывающей промышленности и дальнейшего развития фундаментальной науки, работа заслуживает самой высокой оценки. Рассмотренный труд позволяет нам рекомендовать его геологам для использования в практике работ при поисках и разведке алмазного сырья, работникам, перерабатывающим кимберлитовую руду, а также ученым, изучающим глубинные процессы в недрах Земли. Кроме того, книга представляет существенный интерес как справочное руководство для аспирантов и студентов геологоразведочных специальностей и широкого круга читателей, интересующихся алмазами и продуктами их обработки — бриллиантами.

V.M.Kotlyakov

On the monograph «History of diamond»

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



К восьмидесятипятилетию Натальи Александровны Фогельман

Исполнилось 85 лет доктору геолого-минералогических наук Наталье Александровне Фогельман, работающей в ЦНИГРИ с 1937 г.

Во время обучения в Ленинградском горном институте Наталья Александровна была единственной девушкой в студенческой группе. Свои первые геологические исследования Наталья Александровна провела на Березовском золоторудном месторождении под научным руководством молодых Н.И. и М.Б.Бородаевских. Затем последовало изучение золоторудных месторождений Северного Казахстана (Степняк, Бестюбе, Джеламбет и др.), позволившее выявить комплекс рудоуправляющих факторов.

Долгие годы Н.А.Фогельман посвятила проблемам золотоносности Восточного Забайкалья, анализу связей процессов рудообразования с зонами мезозойской тектономагматической активизации. На примере Балейского месторождения были оценены роль и место в рудогенезе взрывных брекчий, выявленных впоследствии и на ряде других золоторудных месторождений.

В 80-е годы Н.А.Фогельман руководила работами по методике составления прогнозно-металлогенетических карт на золото в рамках общесоюзной программы, объединявшей многие научные и производственные коллективы.

Н.А.Фогельман внесла существенный вклад в развитие рудноформационного анализа и его приложения к классификации золоторудных месторождений для прогнозно-поисковых целей. Она убедительно подчеркнула связь между минеральными типами месторождений золота, характером рудоносности геологических формаций и историей развития геологических структур.

Огромный опыт изучения золоторудных районов и месторождений, широкая эрудиция и яркий творческий талант Н.А.Фогельман обеспечили значительный вклад в развитие минерально-сырьевых баз России и других стран СНГ, геологоразведочные работы в которых выполнялись под ее научно-методическим руководством как куратора и эксперта Министерства Геологии СССР.

Результаты научной деятельности Н.А.Фогельман нашли отражение в многочисленных публикациях. В 1966 г. Н.А.Фогельман защитила докторскую диссертацию на тему «Мезозойские структуры области активизации Забайкалья и закономерности размещения золоторудных районов». В 1968 году была опубликована ее монография «Тектоника



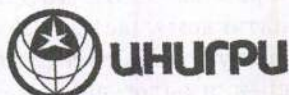
мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений». В последующие годы при активном участии Н.А.Фогельман в соавторстве с ведущими специалистами в ЦНИГРИ выпущены в свет следующие монографии и книги: «Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья» (1970 г.); «Типовые условные обозначения и методика составления среднемасштабных прогнозных карт на месторождениях золота для областей активизации и орогенных систем» (1975 г.); «Методические указания по составлению прогнозных карт на золото масштаба 1:200 000 — 1:500 000» (1982 г.); «Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах» (1986 г.); «Прогнозирование и поиски месторождений золота» (1989 г.); «Методика поисков золоторудных месторождений» (1990 г.). Кроме того, список трудов Н.А.Фогельман содержит около 80 названий статей, опубликованных в различных периодических научных изданиях, и большое количество рукописных работ.

За время работы в ЦНИГРИ Н.А.Фогельман внесла ощутимый вклад в подготовку научных кадров — ею подготовлено пять кандидатов и один доктор наук.

Заслуги Н.А.Фогельман отмечены медалью «За доблестный труд» и присуждением звания «Почетный разведчик недр», а также многочисленными благодарностями в приказах Миннег СССР и ЦНИГРИ.

Коллеги, друзья и ученики поздравляют Наталью Александровну с юбилеем и желают ей здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОГО ТИПА

Ведущими специалистами ЦНИГРИ и производственных организаций АК «АЛРОСА» разработана методика оценки и разведки коренных месторождений алмазов, эффективно применяемая на российских месторождениях. Методика основана на созданной в ЦНИГРИ системе многофакторных моделей различных месторождений алмазов и накопленном опыте их изучения, разведки и разработки.

Изложены главные особенности геологического строения, влияющие на выбор рациональной системы разведки и опробования месторождений: условия формирования, морфология, внутреннее строение, вещественный состав, алмазоносность руд, гранулометрический состав, качество алмазов, их изменчивость в плане и на глубину, горно-технические и гидрогеологические условия. С учетом особенностей зарубежных месторождений предложена их группировка по главным факторам для разведочных целей.

Предлагаются рациональные методы и технологии производства геолого-разведочных работ на месторождениях разных групп по сложности строения:

- системы и технические средства разведки;
- необходимая величина разведочных и контрольных проб;
- способы отбора и технологии обработки проб;
- необходимая плотность сети разведочных выработок;
- способы оконтуривания и подсчета запасов.

Ведущие специалисты ЦНИГРИ предлагают:

квалифицированные консультации по всем перечисленным выше вопросам методики оценки и разведки;

помощь в проектировании, производстве геологоразведочных работ, математико-статистической обработке результатов опробования и подсчета запасов;

выполнение геолого-экономической оценки запасов для открытой и подземной разработки месторождений.

Методика разведки апробирована на разрабатываемых месторождениях алмазов России.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 315-27-83
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

УНИКАЛЬНОЕ СЫРЬЕ МИРОВОГО ОКЕАНА — ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ — НА СЛУЖБЕ ЭКОЛОГИИ

Глубоководные железомарганцевые конкреции и кобальтомарганцевые корки — не только богатейший источник Ni, Co, Cu, Mn, но и уникальные сорбенты.

Это обязательно нужно учесть при разведке и освоении подводных месторождений.

Предлагаем эффективные технологии применения железомарганцевых образований (ЖМО) для решения экологических проблем в следующих направлениях:

очистка промышленных газов от диоксида серы: степень очистки газов более 99%; емкость ЖМО по отношению к диоксиду серы 500 кг на тонну ЖМО; степень извлечения цветных металлов и марганца из отработанного сорбента составляет 90—96%;

очистка сточных вод с утилизацией отработанного сорбента, обогащенного цветными металлами. Стадиальность и система противотока обеспечивают ПДК промышленных стоков;

обезвреживание цианосодержащих стоков. Степень очистки 97—99%.

Предусмотрена регенерация ЖМО с многократным повторным использованием сорбента.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-59-54
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru



ЦНИГРИ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

КОНЦЕНТРАТОР «БЕГУЩАЯ ВОЛНА»

Назначение:

обработка малообъемных и среднеобъемных геологоразведочных проб золотосодержащих песков, кор выветривания и техногенных материалов; доводка концентратов, полученных на шлюзах, отсадочных машинах, центробежных концентраторах.

Принцип действия основан на разделении минералов в гравитационном поле, создаваемом прецессионными колебаниями разделяющего устройства.

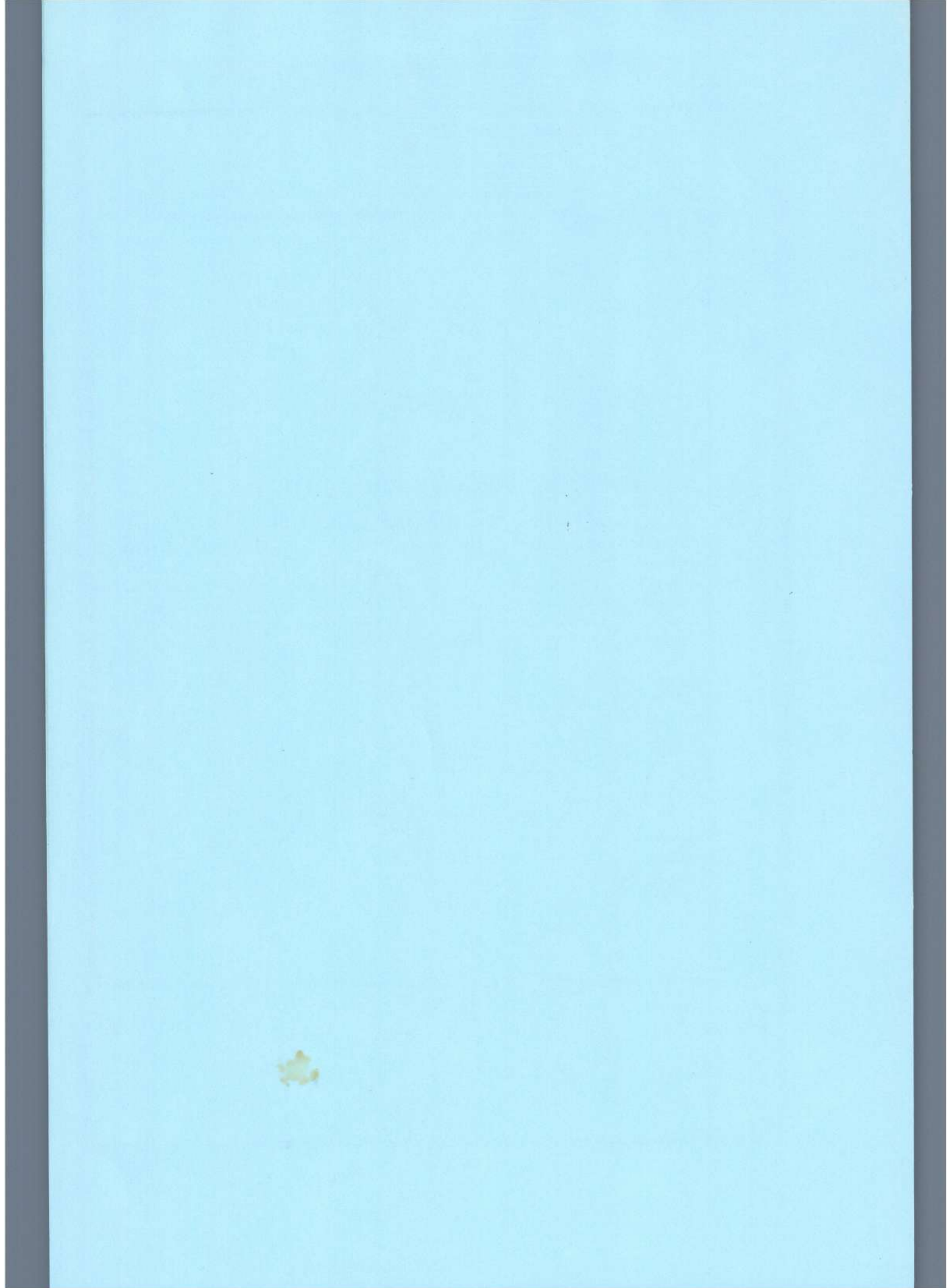
Эффективность извлечения золота, в том числе мелкого и тонкого, обеспечивается за счет действия центробежных и переменных по величине и направлению гравитационных сил.

Техническая характеристика концентратора:

диаметр чаши, мм	300
габаритные размеры, мм	750×500×1280
вес, кг	50
мощность привода, кВт	0,18
производительность, кг/час	до 300
степень сокращения материала	до 10000 раз
крупность питания	до 5 мм
минимальная крупность извлекаемого золота	до 20 мкм
плотность питания	до 50% твердого

Прибор прост и надежен в эксплуатации.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-68-22
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru





ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПЕРЕРАБОТКА ТЕХНОГЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Старые отвалы, вскрышные породы, лежалые хвосты перерабатывающих предприятий. Это сырье часто бывает ценнее руд эксплуатируемых месторождений особенно если содержит цветные, благородные, редкие металлы. Но стоит ли начинать? Какую товарную продукцию можно получить? Возможна ли рентабельная отработка техногенных месторождений?

На эти и многие другие вопросы Вы получите ответы, обратившись в ЦНИГРИ.

Мы привыкли иметь дело со сложным сырьем !

Адрес: 113545, г.Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-59-54
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru

ISSN 0806-5007 ЦВЕТН. И БЛАГОРОДН. МЕТАЛЛЫ 1999 № 3