

**Металлогенические
проблемы
в Средней Азии**

Посвящается
75-летию члена-корреспондента АН СССР,
академика АН УзССР Х. М. Абдуллаева



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Под редакцией академика АН УзССР
Х. Н. Баймухамедова

5127

ТАШКЕНТ
ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
1987



Металлогенические проблемы в Средней Азии: Сб. статей. — Ташкент: Фан, 1987, 170 с.

В сборнике представлены статьи ведущих металлогенистов, петрологов, специалистов по региональной геологии и геофизике Средней Азии — соратников и учеников Х. М. Абдуллаева, 75-летию со дня рождения которого он посвящается. Отражено развитие идей Х. М. Абдуллаева и состояние разработок ключевых положений петрологии, металлогении и рудообразования в Средней Азии на современном этапе. Особое внимание уделено вопросам формирования и развития литосферы и земной коры Тянь-Шаня, блоковой тектоники и разломов, процессов метаморфизма — важнейших факторов металлогении. Предлагаются геодинамические модели, методы количественных оценок минеральных ресурсов с применением ЭВМ при прогнозировании.

Для геологов, петрологов, металлогенистов.

Табл. 4, лит. — 254 назв., ил. — 8.

Редакционная коллегия:

О. М. Борисов, В. Г. Гарьковский,

Т. М. Мацкина-Воронич (отв. ред.), И. Х. Хамрабаев

Рецензенты:

кандидаты геол.-мин. наук *А. Е. Антонов, О. П. Горьковой*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сентябре 1987 г. исполняется 75 лет со дня рождения Х. М. Абдуллаева — основателя Среднеазиатской петролого-металлогенической школы, крупного ученого, широко известного в Советском Союзе и за рубежом.

Яркая, многогранная жизнь ученого оборвалась в самом расцвете его деятельности (он умер, не дожив до 50 лет), но наследие его не только и не столько в научных трудах, сколько в созданных им коллективах в научных и производственных организациях.

Круг вопросов, которыми занимался Х. М. Абдуллаев, очень широк, но основным являлось выяснение взаимосвязи и взаимобусловленности рудообразования с различными геологическими факторами: магматизмом, осадконакоплением, составом ассимилируемых пород, тектоникой, типом геологического развития территорий и т. д. Именно во всестороннем подходе к явлениям, прямо или косвенно влияющим на характер и тип рудных месторождений, видел он путь к решению вопросов о генезисе месторождений, возможных их масштабах, закономерностях размещения и перспективной оценки.

Хабиб Мухамедович мечтал о создании обобщающего труда по металлогении, который был бы логическим завершением решения многих взаимосвязанных вопросов. При жизни он успел опубликовать работы: «Геология шеелитовых скарнов Средней Азии», «Генетическая связь оруденения с интрузиями», «Дайки и оруденение», «Магматизм и оруденение Средней Азии», «Рудно-петрографические провинции». Посмертно опубликована его работа «Металлогения — геологическая основа поисков месторождений полезных ископаемых», подготовленная на основе курса, который он читал на геологоразведочном факультете Ташкентского политехнического института. Он собирался написать монографии «Разломы и оруденение», «Вулканизм и оруденение», «Дифференциация и оруденение», отдельные положения по которым успел опубликовать в различных статьях. Х. М. Абдуллаев организовал в ИГиГ АН УзССР отдел региональной геологии и металлогении и мечтал создать крупную научно-производственную единицу для разработок теоретической, региональ-

ной и специальной (формационной, пометалльной) металлогении и методики составления металлогенических и прогнозных карт разных масштабов.

В данный сборник входят статьи геологов его школы, представляющих различные геологические организации Узбекистана. Освещаются три группы вопросов: 1) развитие взглядов и представлений Х. М. Абдуллаева и их отражение в петролого-металлогенических исследованиях; 2) некоторые общие теоретические вопросы петрологии и металлогении; 3) скарново-рудные образования, изучению которых Хабиб Мухамедович уделял пристальное внимание, считая их особенно важными в расшифровке петролого-металлогенических процессов.

Х. М. Абдуллаев всегда ратовал за объединение усилий в решении кардинальных вопросов геологии и металлогении. Надеемся, что представленные в сборнике материалы послужат дальнейшему развитию металлогенических исследований и общему укреплению петролого-металлогенической школы Средней Азии.

Т. М. Мацокина-Воронич

Х. Н. БАЙМУХАМЕДОВ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

В Тянь-Шане установлены многочисленные генетические типы и формации оруденения меди, свинца, цинка, мышьяка, олова, вольфрама, марганца, барита, флюорита и других видов минерального сырья. Они образуются в различных условиях геологической среды и, обособляясь в пространстве и во времени, создают металлогенические пояса, провинции и рудные районы.

Результаты геолого-геохимического и металлогенического изучения рудных месторождений Тянь-Шаня приведены в работах В. А. Обручева, Д. И. Щербакова, А. Е. Ферсмана, Х. М. Абдуллаева, В. И. Смирнова, Б. Н. Наследова, А. В. Королева и мн. др.

В. А. Обручев, Д. И. Щербаков одними из первых дали представление о рудоносности Тянь-Шаня. А. Е. Ферсман, изучая геохимическую зональность Тянь-Шаня, выделил кавказиды и уралиды, выявив металлогенические обособления разных зон Тянь-Шаня.

Х. М. Абдуллаев, исследуя скарново-рудные месторождения, выделил Среднюю Азию как самостоятельную провинцию шеелитоносных скарнов.

В. И. Смирнов в пределах Тянь-Шаня выделил самостоятельный ртутно-сурьмяный пояс. В работах В. Н. Наследова и А. В. Королева также даны важные представления о металлогении Алмалыкского и других районов Карамазарских гор.

В 30—50-е годы выдвинута и обоснована ортомагматическая (плутоногенная) теория рудообразования для Тянь-Шаня. В Чаткало-Кураминских, Гиссарских горах и других районах Средней Азии установлено широкое развитие вулканогенных и древних (протерозойских) образований в Кызылкумах. Но связь с ними оруденения остается не выясненной.

В конце пятидесятых годов мы (3) впервые установили скарново-гидротермальное, медно-золотое оруденение вдоль субвулканических даек северо-восточной части Зирабулакских гор. Выделены также объекты золотого оруденения и самостоятельная Северо-Зирабулакская золоторудная зона. Последующими исследованиями установлены вулканогенно-осадочные и вулка-

ногенно-гидротермальные оруденения меди, свинца, цинка, золота, серебра и редких металлов. Открыт и обоснован новый осадочно-метаморфогенный тип золотого оруденения в древних толщах Кызылкумов.

Следовательно, за последние 20—25 лет наряду с плутогенными месторождениями открыты новые для Тянь-Шаня типы и формации вулканогенного и метаморфогенного оруденения цветных, редких металлов и золота.

Исследуя рудные формации Тянь-Шаня, автор (4, 5, 6, 7) сосредоточил внимание на изучении металлогении важных элементов и рудных районов.

В данной статье рассматриваются условия образования и закономерности размещения эндогенного оруденения некоторых рудных районов Тянь-Шаня.

Условия образования эндогенных месторождений освещены в работах В. А. Обручева, В. И. Смирнова, Х. М. Абдуллаева, В. А. Кузнецова и многих других исследователей.

Образование формаций месторождений обусловлено геологической средой, специализацией растворов и термодинамическими условиями. Роль геологической среды в рудообразовании отражена во многих работах. Однако исследователи вкладывают разный смысл в понятие геологической среды. Одни основываются на физических свойствах пород и структур, другие — на химическом составе вмещающих пород, третьи — на ассимиляции вмещающих пород магмой и их роли в образовании различных магматических пород и рудных месторождений.

А. В. Королев (12) отмечал важное значение структур физико-механических свойств вмещающих пород для образования гидротермальных месторождений Средней Азии.

В. А. Кузнецов, В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров и др. (15) показали важную роль литолого-петрографического состава вмещающих пород и различных типов структур в размещении ртутно-сурьмяных месторождений СССР и мира. Х. М. Абдуллаев (1) отводит ведущую роль карбонатным породам в образовании и размещении шеелитоносных скарнов Средней Азии.

В. И. Смирнов (17) отмечает важное значение вмещающих пород и структур для разных типов и формаций месторождений черных, цветных, редких и благородных металлов.

Автор статьи (3, 4, 7, 8), исследуя пегматитовые, грейзеновые, скарновые, гидротермальные месторождения редких, цветных, черных металлов и золота, установил важную роль геологической среды в образовании генетических формаций на примере оловорудных, вольфрамовых, золоторудных, полиметаллических месторождений Средней Азии.

Геологическая среда — один из ведущих факторов образования и размещения генетических формаций эндогенного оруденения. Породы определенного литолого-петрографического состава в сочетании с определенными типами складчатых и разрывных

структур образуют геологическую среду (3—7). Другими словами, это то благоприятное место, где формируются и размещаются эндогенные месторождения.

Постмагматические растворы (и расплавы), попадая в подобную геологическую среду, взаимодействуют и образуют генетическую формацию месторождений. Месторождения определенной формации характеризуются геологическими условиями залегания, типами околорудных метасоматитов, содержанием рудных и жильных минералов и их ассоциаций. Рудная специализация формаций (5) будет зависеть от металлогенической специализации и постмагматических растворов (и расплавов) при одинаковых температурах и давлениях (глубинности). При вольфрамоносности растворов в известковом контакте образуются железистые геденберgit-шеелитовые скарны, в доломитовом — магнезиальные и магнезиально-известковые — диопсид-шеелитовые, диопсид-амфибол-шеелитовые, в мергелистом — железистые геденберgit-шеелитовые.

В алюмосиликатных породах формируются грейзеново-вольфрамитовые, кварц-вольфрамитовые и другие формации.

В более низкотемпературных гидротермальных условиях при оловорудности растворов образуются грейзеново-касситеритовые, кварц-касситеритовые, кварц-хлорит-касситеритовые, кварц-турмалин-касситеритовые формации в алюмосиликатной среде. Можно привести много примеров образования оловорудных, вольфрамовых формаций в зависимости от геологической среды в Зирабулак-Зиаэтдинском, Нуратинском, Чакилкаянском и других районах (4—7).

Аналогично при потенциальной рудоносности в отношении меди, свинца, цинка, золота и др. образуются скарново-медные, скарново-медно-полиметаллические, карбонатно-медно-полиметаллические, карбонатно-полиметаллические формации в карбонатной среде, кварцево-золоторудные, кварцево-карбонатно-золоторудные, кварцево-медные, кварцево-полиметаллические и другие — в алюмосиликатной (8, 11). Следовательно, при равных условиях температур и давлений (глубинности) в разной геологической среде образуются разные генетические формации месторождений (Чаткало-Кураминский, Гиссарский, Кызылкумский, Нуратинский рудные районы). Вместе с тем при одновременном поступлении постмагматических растворов в разную геологическую среду в их переходных зонах могут образоваться промежуточные минеральные ассоциации с кварц-карбонатно-золоторудными, кварц-медно-золоторудными, кварц-карбонатно-касситеритовыми, кварц-карбонатно-полиметаллическими и другими формациями. Генетические формации месторождений характеризуются определенными геологическими условиями среды, минеральными парагенезисами рудных, нерудных минералов, околорудных метасоматитов и фаций глубинности, температурами рудообразования.

Вопросы формационного анализа эндогенного оруденения в образовании генетических рядов и серий рудных формаций освещены в работах В. А. Кузнецова (13, 14).

Автор (7, 8, 10, 11) в результате исследований апогранитовых, пегматитовых, грейзеновых, скарновых, плутоногенно-гидротермальных и вулканогенно-гидротермальных месторождений редких, цветных металлов и золота в рудных районах Тянь-Шаня устанавливает переход одной родственной формации в другую и образование формационных рядов месторождений. В частности, апогранит-касситеритовые переходят в грейзеново-касситеритовые, кварц-касситеритовые; скарново-шеелитовые — в скарново-молибденит-шеелитовые, скарново-шеелит-оловянно-полиметаллические, кварцево-золоторудные — в кварц-арсенопирит-золоторудные, карбонатно-золото-серебряные; скарново-полиметаллические — в кварцево-полиметаллические, карбонатно-полиметаллические и т. д. Обособляясь, они в пространстве тесно ассоциируют с плутоногенными, вулканогенными породами, относящимися к гранитным, гранодиоритовым, базальтовым, андезитовым и липаритовым формациям и комплексам.

Следовательно, некоторые формации, переходя в другие, образуют в рудных районах формационные ряды, а в ассоциации рядов формации с определенными магматическими комплексами — формационные типы (6, 7, 11).

Вопросы металлогенического районирования Тянь-Шаня отражены в работах автора (6, 8) и многих других исследователей, и к настоящему времени признано выделение северного, срединного, южного и юго-западного металлогенических поясов (областей) Тянь-Шаня. В пределах металлогенических поясов выделяются также металлогенические провинции и рудные районы, представляющие часть геосинклинальных зон, срединных, краевых массивов и активизированные части металлогенических поясов Тянь-Шаня (10—11). Характеристика некоторых других рудных районов Тянь-Шаня дана в работах автора, Ю. В. Бородин, О. Г. Терлецкого, Т. З. Закирова и др. (6, 8, 10, 11).

При изучении рудных районов Тянь-Шаня установлено разнообразие формации апогранитных, пегматитовых, грейзеновых, плутоногенно-гидротермальных, вулканогенно-гидротермальных и вулканогенно-осадочных месторождений цветных, редких, благородных металлов, барита, флюорита и редких щелочей.

Формации и формационные типы эндогенного оруденения Тянь-Шаня имеют определенные закономерности размещения рудных районов и провинций, которые выражаются:

1) в ассоциации определенных формаций и формационных рядов эндогенного оруденения с определенными магматическими комплексами;

2) в пространственном и временном обособлении рядов и типов оруденения;

3) в образовании очагово-зонального, поясового, узлового и каркасно-узлового типов эндогенного оруденения.

Вопрос связи эндогенного оруденения с магматизмом затронут во многих работах. Х. М. Абдуллаев (2) рассмотрел генетическую связь эндогенного оруденения Средней Азии с интрузиями. Петрологические, геохимические исследования последующих лет подтвердили многие положения Х. М. Абдуллаева. Вместе с тем за последние 15—20 лет установлено наличие самостоятельной группы вулканогенно-осадочных, вулканогенно-гидротермальных и метаморфогенных месторождений. Вопросы геолого-геофизического и геохимического изучения магматических комплексов, металлогенических провинций и рудных районов разнообразны и во многом спорны, в связи с чем вопрос связи оруденения с магматизмом и формы этой связи требуют дальнейших исследований. Вместе с тем есть рудные районы, где этот вопрос достаточно изучен и обобщение имеющихся материалов позволяет отметить наличие трех групп эндогенного оруденения: плутоногенные, вулканогенные и метаморфогенные месторождения. В рудных районах Тянь-Шаня они образуют многочисленные формации и типы месторождений.

Установлена тесная ассоциация и временная связь титаномагнетитовых формаций с габброидами Султануиздага; скарново-магнетитовых формаций с гранодиоритами Кураминских гор; магнетитовых, гематит-касситеритовых формаций с андезитобазальтами Верхнеангреновского района; скарново-шеелитовых, скарново-молибденит-шеелитовых формаций с гранодиоритами Нуратинских, Чакылкалянских гор; апогранит-касситеритовых, грейзеново-касситеритовых, кварцево-касситеритовых формаций с лейкократовыми гранитами Зирабулак-Зиаэтдинских, Чаткало-Кураминских гор; скарново-полиметаллических, медно-молибденовых, кварцево-полиметаллических формаций с малыми интрузиями диорит-гранодиоритового состава; кварц-адуляр-золоторудных, золото-серебряных и колчеданно-полиметаллических формаций с вулканогенными образованиями Гиссарских, Чаткало-Кураминских и других районов.

Названные и другие родственные формации эндогенного оруденения и рудных районов переходят одна в другую, образуя формационные ряды. Устанавливается переход скарново-магнетитовых в магнетитовые, магнетит-гематитовые; скарново-полиметаллических в кварц-полиметаллические и карбонат-полиметаллические; скарново-шеелитовых в скарново-шеелит-сульфидные; кварц-золоторудных — в кварц-карбонатно-золоторудные, карбонатно-золото-серебряные. Выделенные и другие ряды формаций в ассоциации с магматическими комплексами (формациями) образуют формационные типы эндогенного оруденения. Примеры образования формационных рядов и типов оруденения вольфрама и олова Тянь-Шаня подробно рассмотрены в работе автора (7).

Ряды формаций и формационные типы эндогенного оруденения в пространстве и во времени обособляются, образуя рудные районы (6, 8). Это объясняется особенностями геологического строения и историей развития геосинклинальных зон, срединных и краевых массивов Тянь-Шаня. В частности, в Султануиздагских горах магнетитовое оруденение габброидов образует железорудный район (формационный тип). В Чакилкалянских горах скарново-шеелитовые, скарново-шеелит-сульфидные, кварцево-шеелит-сульфидные ряды формации с гранодиоритовыми комплексами формируют шеелитосный рудный район.

В Кураминских горах медно-молибденовые, медно-полиметаллические, полиметаллические, медно-золоторудные, кварцево-золоторудные ряды с малыми интрузиями габбродиорит-гранодиорит-сиенитового комплекса образуют сложный формационный рудный район. Подобно указанному формационные ряды и типы эндогенного оруденения могут быть разными и образовывать оловорудные, золоторудные, полиметаллические и другие более сложные рудные районы.

Занимаясь исследованием металлогении рудных районов Тянь-Шаня, автор (6) установил ведущие закономерности размещения эндогенного оруденения рудных районов. Первоначально выделено три закономерности для рудных районов Южного Тянь-Шаня: очагово-зональная, поясовая и узловая. Изучение срединных и краевых массивов геосинклинальных зон позволило в настоящее время выделить четыре закономерности: очагово-зональную, поясовую, узловую и каркасно-узловую.

Очагово-зональный тип размещения образует скарново-магнетитовые, скарново-шеелитовые, скарново-молибденит-шеелитовые, скарново-сульфидно-золото-медные, скарново-полиметаллические, грейзеново-редкометаллические и другие формации. Они пространственно и генетически связаны с крупными гранитоидными интрузиями, относящимися к батолитовому, реже позднебатолитовому этапам развития геосинклиналей. Эти интрузии в различной степени эродированы, среди них наиболее срезаны Кураминские, Гиссарские, Каратюбинские и другие интрузии. Подобные крупные интрузивные массивы обычно размещаются внутри складчатых структур первого порядка.

Очаговая зональность размещения заключается в изменении минерального состава жильных образований и оруденений от интрузивного массива к контактовой, экзоконтактовой и удаленным зонам. Выражение этой зональности в различных районах разное. Например, в Актауском интрузиве образование метасоматитов выражается в аутометасоматическом изменении гранитондов, размещении керамических пегматитов, грейзенизации в теле интрузива, скарнировании с шеелитовым и молибденитовым оруденением в зоне контакта и образовании кварцевых, кварцево-сульфидных и кварцево-карбонатных жил в зоне экзоконтактов и в удалении от контактов.

Другим примером является Зирабулакский интрузив, внутри которого размещаются керамические пегматиты, рудоносные грейзены, в зоне контакта — скарново-шеелитовые, скарново-молибденитовые формации, в экзоконтактовой — кварцево-шеелитовые, шеелит-касситеритовые, кварцево-касситерит-сульфидные и др.

Изучение и анализ интрузивов различной эродированности показывают наличие вертикальной зональности в рудных районах, зависимость состава метасоматических образований и руд от состава исходных вмещающих пород и источника оруденения.

Поясовый тип размещения характерен для редкометалльно-пегматитовых, гидротермально-олово-золоторудных, ртутно-сурьмяных и других формаций и типов эндогенных оруденений. Они пространственно тяготеют к небольшим интрузивным массивам ранне-позднебаболовского этапа развития металлогенических зон и рудных районов.

Интрузивные массивы и соответствующие оруденения, подчиняясь складчатым структурам второго и третьего порядка, вытягиваются на десятки, а иногда и сотни километров, образуя рудные пояса. Они специализируются в зависимости от истории геологического развития, характера магматизма и особенностей металлогении.

В рудных районах редкометалльно-пегматитовые жилы размещаются в апикальных частях кислых гранитоидных интрузий, вмещающих метаморфизованные породы палеозоя. Подобные редкометалльные пегматиты и интрузивные породы, размещаясь в сводовых частях антиклинальных структур второго и третьего порядков, вытягиваются вдоль южного, отчасти северного склона Зирабулак-Зиаэтдинских, Каратюбинских гор, образуя редкометалльно-пегматитовые рудные пояса.

В металлогенических зонах и рудных районах еще более широко развиты поясовые типы размещения, связанные с зонами разломов. Они представлены разнообразными типами и формациями гидротермальных месторождений олова, золота, свинца, цинка, ртути, сурьмы и других видов минерального сырья. Особенность рудных поясов заключается в их металлогенической специализации. Известны рудные формации со свинцово-цинковым оруденением вдоль Южно-Ферганского глубинного разлома, золоторудным — в Нуратинских, Зирабулакских горах, ртутно-сурьмяная — вдоль южного склона Чакилкаянских гор и др.

Металлогеническая специализация оруденения, очевидно, обусловлена разновозрастностью и различием уровня источника оруденения для разных металлогенических зон и рудных районов.

Узловой тип размещения характерен для скарново-гидротермальных, гидротермальных, вулканогенно-гидротермальных месторождений свинца, цинка, меди, золота, флюорита и других видов минерального сырья. В рудных районах они тесно ассо-

цируют с небольшими интрузиями и дайками различного состава, вулканическими штоками, некками и другими образованиями. Рудные узлы приурочены к участкам пересечения глубинных разломов между собой или разломов со складчатыми структурами. Эндогенное оруденение часто сопровождается формированием интрузивов и даек или несколько запаздывает. Размещается в теле интрузий вдоль контакта интрузий и даек. Рудные тела и месторождения находятся в центре узла и вдоль даек и разломов, вблизи центра узла размещения.

Каркасно-узловой тип размещения свойствен плутоногенно-гидротермальным и вулканоногенно-гидротермальным месторождениям цветных, редких и благородных металлов. Они располагаются на участках пересечения глубинных разломов между собой, складчатых структур с разломами, где размещаются малые интрузии, дайки и вулканические центры (аппараты).

Гидротермальное оруденение находится внутри и в апикальной части малых интрузий, даек и вокруг вулканических центров. Оруденения характеризуются радиальным и зональным размещением вокруг вулканических центров. Устанавливается многократность тектонического развития, разнообразие магматизма и оруденения и образование разноэтапных структурно-формационных этажей. Они характеризуются каркасно-узловым типом размещения оруденения, который присущ средним и краевым массивам Тянь-Шаня.

Установлено (10, 11), что узловой, каркасно-узловой типы размещения характерны для активизированных зон батолитового и послебатолитового этапов развития геосинклинальных зон и рудных районов Южного Гиссара, Чаткало-Кураминских гор и др.

Изложенные данные о геологических условиях образования и закономерностях размещения эндогенного оруденения позволяют отметить следующее: а) роль геологической среды в образовании генетических формаций очень важна; б) геологическая среда и магматизм определяют формирование генетических рядов формаций и формационных типов оруденения; в) вещественно-минеральный состав формаций и околорудных метасоматитов свидетельствует о концентрации элементов в три группы — литофильную, литофильно-халькофильную и сидерофильную; г) ведущие типы закономерностей размещения оруденения рудных районов позволяют судить об источниках оруденения и металлорудных возможностях рудных районов.

Вопрос об источнике рудообразующих компонентов рассмотрен в работе В. И. Смирнова (18). Многократность тектонического развития, разнообразие магматических формаций, рудный и геохимический профиль рудообразующих процессов позволяют выделить верхнекоровые (гранитоидные), нижнекоровые (базальтоидные), мантийные и внемагматические источники оруденения в рудных районах Тянь-Шаня.

Установленные закономерности размещения могут быть использованы при картировании территории и позволят эффективнее вести поисковые работы в рудных районах Тянь-Шаня и других аналогичных регионах страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии.— Ташкент: Фан УзССР, 1947.
2. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями.— М.: Госгеолтехиздат, 1950.
3. Баймухамедов Х. Н. Генетические формации оловорудных месторождений Зирабулак-Зиаэтинских гор (Западный Узбекистан)//Узб. геол. ж., 1963, № 1.
4. Баймухамедов Х. Н. Субвулканические дайки Зирабулакских гор и их отношение к скарново-меднозолоторудной минерализации//Узб. геол. ж., 1960, № 2.
5. Баймухамедов Х. Н. Основные черты металлогенической специализации рудообразующих процессов//Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых.— Ташкент: Фан УзССР, 1975.
6. Баймухамедов Х. Н. Металлогения — теоретическая основа поисков месторождений полезных ископаемых//Металлогенические проблемы Средней Азии.— Ташкент: Фан УзССР, 1982.
7. Баймухамедов Х. Н. Геолого-генетические модели образования вольфрамового оруденения геосинклинальных зон Тянь-Шаня//Узб. геол. ж., 1983, № 5.
8. Баймухамедов Х. Н. [и др.]. Основные черты эндогенной металлогении Узбекистана//Тр. ТашПИ, 1973, вып. 108.
9. Баймухамедов Х. Н. [и др.]. Позднегерцинская и послегерцинская активизация Юго-Западного Гиссара//Узб. геол. ж., 1974, № 4.
10. Баймухамедов Х. Н. [и др.]. Позднеорогенный вулканизм и металлогения Кураминской подзоны//Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1981.
11. Баймухамедов Х. Н. [и др.]. Тектоно-магматический режим, металлогенические особенности и геохимический профиль рудообразующих процессов жестких массивов (на примере Юго-Западного Тянь-Шаня)//Узб. геол. ж., 1982, № 2.
12. Королев А. В. Краткие итоги структурного анализа рудных месторождений Средней Азии.— Ташкент: САИГИМС, 1963.
13. Кузнецова В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций.— В кн.: Современное состояние учения о месторождении полезных ископаемых.— Ташкент: Фан УзССР, 1975.
14. Кузнецов В. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука, 1966.
15. Металлогения рутити.— М.: Недра, 1976.
16. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
17. Смирнов В. И. Рудные месторождения СССР, Т. I, II, III.— М.: Недра, 1974.
18. Смирнов В. И. Источники рудообразующих компонентов//Современное состояние учения о месторождении полезных ископаемых.— Ташкент: Фан УзССР, 1975.
19. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира.— М.: Недра, 1980.
20. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.

И. М. ГОЛОВАНОВ, В. Г. ГАРЬКОВЕЦ, А. Д. ШМУЛЕВИЧ,
А. Г. ШМЕЛЕВ, О. Г. ТЕРЛЕЦКИЙ, В. А. ХОРВАТ

ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СИСТЕМЕ МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ УзССР

Металлогенические исследования в Узбекистане с 20-х годов текущего столетия прошли ряд этапов — проспекторских металлогенических построений, геолого-петрологический, структурно-формационный и другие, связанные с именами Х. М. Абдуллаева, К. Л. Бабаева, Х. Н. Баймухамедова, А. В. Королева, В. М. Крейтнера, В. Н. Наследова, В. И. Попова, И. Х. Хамрабаева, Д. И. Щербакова и многих других. Работы этой замечательной плеяды исследователей выявили основные закономерности размещения профилирующего в республике оруденения, позволили разработать первые схемы металлогенического районирования.

С середины 50-х годов, особенно после II Всесоюзного петрографического совещания, состоявшегося в Ташкенте в 1958 г., большое развитие получили детальные металлогенические разработки и обобщения, а также комплексные петролого-петрофизические, геолого-геофизические, минералого-геохимические, рудно-формационные исследования, внедрение в практику работ дешифрирования космических и высотных снимков, применение высокочувствительных методов исследований, электронно-вычислительной техники, бурения глубоких и сверхглубоких скважин и т. д. Наметился переход от регионального металлогенического анализа к локальному, который потребовал всестороннего изучения разных категорий рудных объектов — генетических типов месторождений, рудных формаций и эталонных объектов, отдельных минерализованных зон и полей. В ходе исследований рассматривался широкий круг вопросов, касающихся происхождения руд, систематики рудных формаций, рудоконтролирующих факторов, возраста оруденения, вопросов прогнозирования. На базе Мингео УзССР, ИГиГ АН УзССР, ТашПИ и ТашГУ в Узбекистане созданы металлогенические центры, тесно взаимодействующие с производственными организациями и обеспечивающие вместе с ними расширение сырьевой базы республики.

Металлогенические исследования в производственных объединениях и экспедициях Мингео УзССР систематически проводятся в различных направлениях и масштабах: в ходе специализированных тематических работ, а также силами отраслевых региональных и союзных институтов и академических учреждений на договорных началах. Регулярно осуществляются творческое содружество и обмен опытом по наиболее значительным достижениям в познании закономерностей размещения полезных

ископаемых и рудообразования (по линии НТГО, в ходе совещаний, симпозиумов, семинаров, в школах передового опыта, публикаций в отраслевых и академических изданиях).

В течение многих лет развивается плодотворное сотрудничество подразделений Мингео УзССР и ИГиГ АН УзССР. Доминирующее направление здесь — изучение глубинного строения отдельных регионов Средней Азии в целом, петролого-металлогенетические исследования, анализ вещества рудных и рудовмещающих формаций, новых для Средней Азии типов эндогенного оруденения: скарново-скарноидного типа, редкощелочного оруденения в вулканогенных формациях, региональной металлогении и металлогении отдельных элементов.

В системе производственных организаций Мингео работает многочисленный отряд научных сотрудников различного профиля, в том числе занимающихся аспектами рудообразования и металлогении. Это позволяет планировать научное обеспечение геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, вести их с высокой практической отдачей и эффективностью.

Определенным признанием успехов металлогенического направления в Узбекистане стало проведенное в 1979 г. в г. Ташкенте IX Всесоюзное металлогеническое совещание, на котором геологи Узбекистана выступили с рядом приоритетных докладов.

5127
Большой интерес вызвали изданные к совещанию две коллективные монографии: «Региональная металлогения центральной части Средней Азии» (под ред. Т. М. Мацокиной-Воронич) и «Основные черты металлогении Узбекистана» (под ред. В. Г. Гарьковца и др.).

Степень изученности недр Узбекистана, техническое обеспечение геологоразведчиков и научный потенциал, находящийся в их распоряжении, неуклонно возрастают. Это определяет круг задач и основные научные направления.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологические и структурно-формационные основы металлогенических карт

Металлогенические исследования в системе Мингео УзССР проводятся САИГИМС, Опытно-методической экспедицией и территориальными производственными геологическими объединениями.

За последнюю четверть века составлены металлогенические карты по территории Средней Азии и Узбекистана.

В результате постоянного развития методики металлогенического анализа совершенствуются и исходные карты для металлогенических построений. Естественно, чем надежнее карта-основа, тем более достоверной является металлогеническая карта. Созда-



ние карт-основ — одно из основных направлений в металлогенических исследованиях.

Одна из первых карт-основ — Карта геологического районирования Тянь-Шаня и Памира, созданная К. Л. Бабаевым в начале 60-х годов. Она составлена по принципу количественной оценки «региональной геологической обстановки». Выделенные геологические пояса, ветви и зоны охарактеризованы в зависимости от количественного распространения магматических пород, а также стратиграфических, структурных и других особенностей отдельных типизируемых территорий. Составленные на этой основе металлогенические карты позволили наметить металлогеническую специализацию геолого-структурных зон.

В 1961 г. Министерство геологии УзССР издало обзорную геологическую карту центральной части Средней Азии. Для металлогенической схемы Узбекской ССР (А. К. Бухарин, В. Г. Гарьковец, О. А. Коновалов) в середине 60-х годов на базе этой карты подготовлен комплект схематических карт-основ, состоящий из геологической карты домезозойских образований, геологической карты фундамента, тектонической и других вспомогательных карт.

В результате в 1965 г. составлена, а в 1968 г. опубликована в путеводителе V Всесоюзного металлогенического совещания (г. Фрунзе) металлогеническая схема Узбекской ССР.

Несколько позднее, в конце 60-х годов, при металлогенических работах в Средней Азии в качестве специализированной основы использована карта структурно-формационного районирования региона (В. И. Кнауф, А. Д. Шмулевич, В. В. Вировец и др.). На этой основе выделены четыре складчатые системы: байкало-каледонская Северо-Тяньшаньская, каледоно-герцинская Срединно-Тяньшаньская, герцинская Южно-Тяньшаньская, а также активизированные срединные массивы Северо-Западного и Юго-Западного Тянь-Шаня.

В конце 70-х годов для металлогенических построений по Узбекистану подготовлена новая геологическая основа (под ред. И. В. Мушкина). На ней отражено блоковое строение территории, обусловленное влиянием скрытых глубинных разломов фундамента. Помимо традиционных субширотных разломов выделены структуры «антитяньшаньского» направления, что послужило основой новой трактовки геолого-металлогенического районирования.

В 1960—1985 гг. проведены металлогенические работы в отдельных регионах Узбекистана под руководством В. А. Арапова, В. В. Михайлова и др.; Э. В. Безуглова, Н. Н. Биндемана и др.; О. Г. Терлецкого, Н. И. Джантуганова; А. К. Бухарина, В. П. Матяша, В. А. Хорвата; М. А. Ахмеджанова, Э. Р. Базарбаева и др.

В 1980 г. при металлогенических исследованиях Средней Азии (И. М. Голованов, А. Д. Шмулевич, А. Г. Шмелев, В. Д. Отрошенко, В. А. Арапов, В. В. Вировец и др.) впервые составлен

комплект схематических карт-основ, в который вошли тектоническая (структурно-формационная), карты магматических формаций, метаморфических фаций, морфоструктурная схема, карта магнитных аномалий и др.

На тектонической карте (под ред. М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, 1979 г.) отражены основные элементы геотектонического строения земной коры Средней Азии, показаны структурные этажи и ярусы, структурно-формационные комплексы, главнейшие разрывные нарушения и пликативные структуры.

На этой основе проведено тектоническое районирование, выделены геосинклинальные и платформенные области, срединные и краевые массивы, зоны тектонической активизации, глубинные поперечные поднятия, линеаменты, кольцевые структуры и др., послужившие основными подразделениями металлогенического районирования и типизации металлогенических зон.

На карте магматических формаций (В. Я. Клипенштейн, Э. В. Пояркова) проявления магматизма показаны в соответствии с тектоническими подразделениями по возрастным уровням и разнотипным структурам.

Карта метаморфических фаций (И. М. Мирходжаев, В. Е. Головин, В. А. Хохлов и др.) явилась вспомогательной основой металлогенического анализа.

Схема морфоструктурных элементов (составленная И. К. Волчанской) отразила наиболее крупные и протяженные линеаменты, ограничивающие горные системы, предгорные и межгорные впадины, а также сквозные зоны нарушений, прослеживающиеся почти непрерывно через все системы хребтов и долин горных сооружений. Кольцевые структуры различаются по форме и размерам, обусловленным их генезисом и возрастом.

На основе морфоструктурного анализа выделены главнейшие рудоконцентрирующие структуры.

В последние годы составляются морфоструктурные карты на базе анализа космических материалов (Ш. Э. Эргашев, А. К. Глух, Х. Х. Урманов).

Анализ перечисленных карт-основ позволил обоснованно произвести металлогеническое районирование территории Средней Азии, выявить перспективные площади.

В 1983 г. по заданию ВСЕГЕИ составлена «Металлогеническая карта Средней Азии» для комплекта карт «Металлогения СССР». Специально подготовленная структурно-формационная основа (А. Г. Лузановский, Л. П. Игнатьева и др.) базируется на поэтапном развитии структурно-формационных зон, в которых выделяются циклически повторяющиеся комплексы пород.

Рудноформационный анализ

В настоящее время известные месторождения и рудопоявления Узбекистана систематизированы на уровнях генетических

групп, рудноформационных комплексов, рудных формаций; минеральных и геохимических типов; существуют и совершенствуются многочисленные пометалльные систематики. В синтезированной форме они отражены в классификации ведущих и перспективных рудных формаций металлогенических провинций республики, составленной И. М. Головановым и И. В. Мушкетинным и опубликованной в монографии В. Г. Гарьковца и др. (1979). В этой работе, вышедшей к IX Всесоюзному металлогеническому совещанию в г. Ташкенте, подведен определенный итог в изучении рудных формаций, их вертикальных и латеральных рядов, геологических условий формирования и пр.

В последующие годы рудноформационный анализ осуществлялся применительно к комплексному (региональному) и отраслевому (специальному) прогнозно-металлогеническим направлениям. При региональных металлогенических обобщениях исследовались положение рудных формаций во времени, их связи с этапами и стадиями тектоно-магматического развития отдельных рудоносных территорий Кызылкумов (В. А. Хорват, В. П. Матяш и др.), Чаткало-Курамы (Ю. С. Глинский, Б. Т. Алишин, И. А. Айзенштат и др.), зоны Южно-Гиссарского глубинного разлома (О. Г. Терлецкий). Формировались, часто в ходе острых дискуссий, представления о характере соотношений руд с осадочными (В. Г. Гарьковец, Ю. Ф. Баскаков, А. К. Воронков, О. А. Коновалов и др.), метаморфическими (В. А. Хохлов, В. Е. Головин) и магматическими (В. В. Баранов, К. Л. Бабаев, З. А. Юдалевич и др.) формациями, типами вулканоструктур (В. А. Арапов, В. П. Коржаев), интрузивнокупольными образованиями и сквозными рудоконцентрирующими разломами (Ю. С. Глинский, И. Н. Томсон, А. Д. Швецов и др.). Таким образом, активно исследовались зависимости в системе руда — среда — структура, которые отражают закономерную реализацию процессов рудогенеза в связи со становлением геологических формаций в определенных структурных обстановках (Кривцов, 1984). Познание таких зависимостей способствовало выделению металлогенных структур разного масштаба и свойственных им рудных серий или рудных комплексов (О. Г. Терлецкий, Б. Я. Вихтер и др.).

Сделаны первые попытки выявления естественных групп рудных месторождений, геологической обстановки, проявления которых рассмотрены с позиции геодинамической концепции (П. А. Мухин, О. Г. Терлецкий). Положено начало внедрению изотопно-геохимического метода изучения рудных формаций (Н. Н. Королева, Р. И. Ярославский и др.). Он развивался по двум направлениям: Pb—Pb, датирования и изучения изотопии серы, углерода, кислорода. Первые результаты позволяют говорить о полигенности и полихронности ведущих формаций, вносят заметные коррективы в рамки эпох рудообразования.

Всесторонне изучались рудные формации при отраслевом

прогнозно-металлогеническом анализе; их выделение и систематизация базировались на системном подходе, широко использованном на примере золоторудных (Э. Б. Бертман и др.), вольфрамовых (В. Н. Ушаков), медных (И. М. Голованов), стратиформных свинцово-цинковых (А. П. Титова, Я. С. Левин) объектов. Особое внимание при этом уделялось комплексу взаимосвязанных и взаимообусловленных признаков — вещественных, морфоструктурных, зональных и пр., причем в качестве основных элементов рудной формации принималась или продуктивная парагенная минерально-геохимическая ассоциация (для плутогенных и вулканогенных групп), или формация вмещающих пород (для литогенной группы). Выявление систем отличительных (диагностических) признаков открывало путь к созданию моделей ведущих рудных формаций (И. М. Голованов и др.); кроме того, способствовало обоснованию новых формаций, субформаций, продуктивных или потенциально-рудноносных (например, медно-колчеданное, золото-колчеданное оруденение и пр.) минеральных типов.

Важным аспектом отраслевой металлогении является анализ положения продуктивных формаций в процессе формирования рудных районов, узлов, зон, полей. Это позволяет проследить генетические связи геологических и рудных формаций, что особенно важно в силу конвергентности последних. Особый интерес в этом плане представляет выделение формаций (В. Г. Гарьковец, И. Ф. Иванкин, В. Ф. Проценко и др.), определяющих экстенсивный «накопительный» характер оруденения, имеющего площадной характер и ассоциирующего со специфическими обстановками («черносланцевые» толщи, зоны динамометаморфизма, ареалы метасоматизма, жил кварца и пр.). Рудный потенциал таких формаций при соответствующих условиях реализуется в промышленные объекты. С этим направлением рудоформационного анализа корреспондирует проблема регенерированного оруденения, когда на «фоне» промышленных руд одной формации при воздействии эпигенетических факторов могут формироваться руды, по ряду признаков отличающиеся от материнских (С. Я. Клемперт и др.).

Следует отметить экономический аспект в рудоформационном анализе (А. Е. Антонов). Повышение конъюнктуры на элементы, считавшиеся второстепенными (например, серебро в полиметаллических месторождениях), изменяет не только номенклатуру, но и экономическое содержание формаций.

Рассмотрение формаций важнейших рудных полезных ископаемых республики как «структурно-вещественных» систем определило тенденцию к сближению понятий рудная формация и геолого-промышленный тип. Промышленные характеристики оруденения рассматриваются в качестве признаков конкретной рудной формации (Э. Б. Бертман, В. А. Хорват). Это предопределяет важное практическое значение рудоформационного анали-

за при оценке как перспективных площадей любого ранга, так и рудных объектов с неясными перспективами геохимических аномалий, зон экстенсивного оруденения и т. д.

Петролого-металлогенические исследования

Сложные взаимосвязи магматизма и эндогенной металлогении установлены практически повсеместно. Степень таких взаимосвязей для различных магматических комплексов и рудноформационных типов месторождений неодинакова и трактуется как генетическая, парагенетическая, пространственная.

Многие направления исследований связей магматизма и металлогении издавна развивались в Узбекистане. Х. М. Абдуллаев (1959, 1964) один из первых выделил в Средней Азии петролого-металлогенические ряды для срединных массивов и связи их с геологическим развитием этих территорий. Причем, если на ранних стадиях преобладали разнообразные сводки и петрографические описания, то с 60-х годов (а особенно в последнее десятилетие) эти работы приобрели только петрологическую направленность, структурно-формационную методологию и широкий выход на оценку перспектив тех или иных регионов Узбекистана по отдельным типам или комплексам эндогенного оруденения (В. В. Баранов, Ю. Б. Ежков, В. В. Козырев, З. А. Юдалевич, В. А. Арапов, О. И. Ким, В. П. Коржаев, В. В. Михайлов, И. В. Мушкин, Л. В. Шпотова, «Карта магматических комплексов»). С другой стороны, специализированные рудно-формационные, металлогенические, геологосъемочные и поисковые работы Мингео УзССР базируются в последнее время на результатах в области петрологии. Остановимся на основных достижениях этих направлений.

Структурно-формационный подход, палеотектонические реконструкции, металлогенические проработки применены при изучении гипербазитовых и габброидных комплексов Узбекистана. Использование этих же принципов анализа гранитоидов территории республики привело к выделению комплексов, соответствующих различным этапам тектоно-магматических циклов (доорогенных, орогенных, активационных), серии корового, мантийного и корово-мантийного происхождения, гранитоидов внедрения и палингенно-метасоматических. Дайковые комплексы, часто группирующиеся в протяженные пояса и крупные поля, отнесены к моно- и полиасцендентным с подразделением на недифференцированные и слабо дифференцированные, контрастные и последовательно дифференцированные.

Таким образом, на современном уровне оценены общие тенденции магматизма в пределах Узбекистана и отдельных петрографических провинций (отвечающих структурно-металлогеническим системам и областям) в статическом и динамическом ас-

пектах, определена рудная специализация слагающих их магматических серий.

Наряду с петрологическим изучением вулканогенных комплексов Узбекистана крупным достижением последнего десятилетия является надежное обоснование их промышленной рудоносности (в основном для герцинской тектоно-магмо-металлогенической эпохи). Вулканогенные серии соотношены с этапами тектономагматического развития и различными геодинамическими обстановками, оконтурены разновозрастные вулканические (вулканоплутонические) пояса, отвечающие конструктивной и деструктивной ветвям развития земной коры. В результате вулканы рассматриваются как производные «чистых» контрастных (коровых и мантийных) и «гибридных» (корово-мантийных) серий. Это определяет своеобразие рудоносности этих серий и конкретных вулканоструктур, часто полихронных и полигенных.

Последние рудно-формационные разработки (И. М. Голованов, А. Д. Шмулевич, В. Д. Отрощенко, О. Г. Терлецкий, В. А. Хорват, И. А. Айзенштат) основаны на существовании магмато-генно-рудных систем разных порядков. Рудные формации в этих системах группируются в комплексы, ряды и семейства, корреспондирующие с соответствующими магматическими комплексами и формациями. В различных структурно-формационных обстановках проявляются как магмато-генно-рудные системы «чистых» линий, так и интерференция таких систем, а значит и рядов рудных формаций.

Перспективное направление петролого-металлогенических разработок — широкое и всестороннее применение структурно-формационных методов, дальнейшая палеореко-нструкция на базе выделения магматических комплексов — индикаторов геодинамических обстановок, поиск недостающих звеньев в магмато-генно-рудных системах, семействах рудных формаций, рудно-формационных комплексах.

Вулканизм и рудообразование

Рудоносность вулканогенных образований различных регионов СССР и мира разнообразная и значительная. В последнее десятилетие доказана практическая ценность эндогенного оруденения вулканогенных комплексов и вулканоструктур Узбекистана.

Подразделения Мингео УзССР широко проводят поисковые и разведочные работы на площадях развития вулкани-тов. Такому развороту геологоразведочных работ способствовала нарастающая интенсивность фа-циально-формационного, петрологического, структурного, металлогенического изучения районов развития вулканических серий (Т. Ш. Шаякубов, В. А. Арапов, В. П. Коржаев, В. В. Михайлов, О. И. Ким, В. Н. Ткачев, С. Задорина, О. Г. Терлецкий, Ю. С. Глинский, И. А. Айзенштат).

Основные ареалы формирования вулканогенных серий Тянь-Шаня — вулканические (вулcano-плутонические) линейные, дуго-вые, кольцевые пояса. Выделено несколько возрастных генераций таких поясов, рудоносность которых возрастает и к герцинской тектонической эпохе достигает максимума.

Рудоносность докембрийских метавулканических ассоциаций не изучена, подходы к ним как к первично-вулканическим образованиям представляются обнадеживающими с точки зрения возможной связи с ними метаморфизованного и регенерированного гидротермального оруденения.

Наиболее достоверно фиксируются каледонские и герцинские пояса, вулканы которых включают континентальные рифтогенные, океанические, островодужные, поздние и посторогенные активизационные ассоциации.

Рудоносные вулканогенные пояса обязаны своим формированием геодинамическим событиям на фоне преобладающего растяжения или сжатия земной коры. В обрамлении Срединного и Юго-Западного Тянь-Шаня заложены Бельтау-Кураминский и Бухаро-Гиссарский пояса, фиксирующие зоны геодинамического взаимодействия по типу тектоники плит (с формированием палеозон Беньоффа) этих жестких структур (срединного и краевого массива) с закрывшейся палеоокеанической системой Южного Тянь-Шаня.

Завершающие стадии каледонского цикла характеризовались субдукцией пластин с корой океанического типа Южного Тянь-Шаня под Кураминский микроконтинент с формированием известняков — щелочных серий девонского вулcano-плутонического пояса, специализированных на халькофильные элементы и золото. В Туркестанской зоне Южного Тянь-Шаня данная стадия отмечена возникновением островодужных серий с медноколчеданным профилем. Предположительным выходом палеозоны Беньоффа можно принять зону Букантау-Южноферганского разлома, разделяющего кору океанического и континентального типов. Начальные геодинамические события герцинской эпохи в Срединном Тянь-Шане интерпретируются как континентальный палеорифтогенез и вулканогенное грабенообразование с формированием в Кумбельской подзоне щелочно-базальтоидно-липариновых серий, а в Ангренской — гибридных магматогенных систем с преобладанием андезит-дацит-гранодиоритовых вулcano-плутонических ассоциаций. Рудные узлы и поля образуют следующую металлогеническую зональность: зона медно-колчеданных и медно-вкрапленных (I поколение) проявлений (Кумбельская подзона); зона молибден-меднопорфирового оруденения, зона полиметаллического оруденения, зона редкометалльного оруденения (Ангренская подзона). В Гиссарском регионе преобладало поддвижение Каракумо-Таджикского массива под пассивную континентальную окраину Южного Тянь-Шаня, инициировавшее в Гиссарской зоне расколы литосферной пластины, выполненные

кератофир-спилит-диабазовыми и андезитовыми сериями. Рифтогенные обстановки форсированно трансформировались в структуры внутренних морей, в Байсунской зоне представленные образованиями базальт-липаритовой формации. Такой петрохимической зональности соответствуют крупные узлы и поля колчеданного ряда, группирующиеся в зоны медно-колчеданного, медно-цинково-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения.

В пермскую и пермо-триасовую эпохи в Курамино-Гиссарском секторе «анти Тяньшаньского» простираения господствовал орогено-активизационный режим. Свое максимальное выражение получили сводово-глыбовые структуры, линейные глубинные нарушения северо-восточного простираения, зачастую трассируемые дайковыми поясами. Формируются антидромно направленные трахилипарит-трахибазальтовые вулканоплутонические комплексы, выполняющие кальдеры и приразломные депрессии. С ними ассоциируют рудные узлы и поля, в составе которых группируются образования фтор-олово-висмут-свинец-цинк-серебро-золоторудного комплекса.

В большинстве рудных узлов установлен каркасно-узловой тип металлогенической зональности и концентрически зональный тип расположения рудных полей.

Определена зависимость позиций и типов рудных узлов и полей от строения земной коры вулканических поясов, геодинамических обстановок их формирования, типов вулканотектонических структур, формационно-фациальных особенностей слагающих их вулканоплутонических ассоциаций и рудно-формационной принадлежности месторождений.

Литогенное рудообразование

Проблема литогенного (сингенетично-эпигенетического) рудообразования возникла в Узбекистане после открытия в 1958—1960 гг. золоторудного месторождения Мурунтау — представителя нового кызылкумского типа — и стала развиваться В. Г. Гарьковцом и др. как теоретическая основа поисков месторождений нетрадиционных генетических типов. Она связана с обнаружением прожилково-вкрапленных руд, имеющих геохимическое родство с составом вмещающих углистых песчано-сланцевых пород так называемой пестробесапанской свиты. Последняя подстилается вулканогенно-терригенными, также углистыми породами свиты, специализированными на редкометалльное оруденение, а покрывается песчаниками зелено-бесапанской свиты с невыраженной рудной специализацией. Перечисленные свиты комплекса палеозойского основания Южного Тянь-Шаня перекрываются карбонатными толщами девона с конгломератами в подошве. Такие соотношения, свидетельствуя об изначально осадочной природе оруденения в контрастно-геохимически специализирован-

ных толщах, позволили рассматривать пестробесапанскую свиту как углеродисто-золоторудную, а тасказганскую — как углеродисто-редкометалльную конкретных формаций указанного комплекса (В. Г. Гарьковец, Ю. Ф. Баскаков, А. К. Воронков и др.).

В зависимости от степени эпигенеза — метаморфизма изначально металлоносных углеродистых отложений кызылкумский тип подразделяется на подтипы или виды. Их совокупность отображает длительное развитие процессов литогенеза, сопровождающих рудообразование в условиях интенсивной складчатости. В этом заключалось коренное отличие представлений о новом типе оруденения от гидротермальной (апомагматической) концепции, по которой оруденение связывалось с предполагаемой интрузией, еще не вскрытой эрозией.

При рассмотрении генезиса месторождений кызылкумского типа большое значение имеют простейшие виды оруденения как составляющие основу сложных видов. Оно представлено в основном золотосодержащим и мышьяковым пиритом, рассеянным в виде тонкой и равномерной вкрапленности по всему объему породы или послойной вкрапленности сульфидов. Массовая прожилковосекущая минерализация отсутствует.

Представитель сложного вида кызылкумского типа — многократно описанное месторождение Мурунтау, залегающее в той же геохимически специализированной пестробесапанской свите. В нем отмечаются более интенсивные преобразования изначально золотосодержащих алевросланцев, превращенных в слюдисто-кальцит-кварцевые метасоматиты. Последние сопровождаются разнообразными признаками апоосадочного рудообразования и, в частности, своеобразным кварцем, образующим подчас переходы из прожилково-прослойных бескорневых залежей (стержневые жилы) в секущие жилоподобные.

Сохраняются два подхода к трактовке генезиса и условий размещения оруденения. С позиции магматогенного гидротермального рудообразования месторождение воспринимается как трубообразный крутопадающий штокверк, глубоко погружающийся к предполагаемому материнскому интрузиву. С позиций же теории литогенного рудообразования внимание привлекает рудовмещающая геохимически специализированная пестробесапанская свита, в частности на перекрытых флангах месторождения и по обрамлению всей тасказганской антиклинали, где прослеживаются последовательные переходы от сложного вида оруденения кызылкумского типа к более простым, то есть от штокверковых или жильных тел Мурунтау до прожилково-вкрапленных, являющихся уже частью углеродисто-рудных осадочных образований региона как своего рода сгустков рудного вещества, в пестробесапанской свите.

То, что геохимическая специализация оруденения (золото, вольфрам) сохраняется на большом протяжении складчатого пояса, варьируя от метагенетической в слабо метаморфизован-

ных толщах, вдали от глубинных разломов или магматических тел до скарноворудной около магматитов, весьма расширяет возможности концентрации литогенного рудообразования, что свидетельствует о множестве подлежащих изучению видов ору-денения в зависимости от конкретных условий перегруппировки, заимствования и переотложения вещества рудных гео- и пара-генераций.

Таким образом, наряду с обычными магматическими и постмагматическими (апомагматическими, по А. Е. Ферсману) месторождениями, являющимися производными магматической дифференциации подкорового вещества Земли, В. Г. Гарьковец выделил большую и многообразную группу литогенных (метагенетических, апоосадочных) месторождений, так или иначе связанных с продуктами дифференциации вещества Земли, вплоть до литосферных полигенно-анатектических его превращений.

Геодинамические исследования и металлогения

В последнее время в организациях Мингео УзССР поставлены работы геодинамического направления (тектоника плит и микроплит, амплитуда горизонтальных перемещений различных масштабов; соотношения сводово-глыбовой и надвиговой тектоники; роль геодинамических событий в размещении месторождений полезных ископаемых).

19—21 ноября 1985 г. в Ташкенте на базе Срезнеазиатского института геологии и минерального сырья по инициативе Министерства геологии СССР состоялось зональное совещание «Задачи и методы нового вида региональных исследований — глубинного прогнозно-геодинамического картирования (ГПГК) на опытных полигонах Средней Азии и Казахстана». Основная тема совещания — повышение эффективности геологоразведочных работ путем внедрения в практику новых геотектонических теорий — теории литосферных плит, тектонической расслоенности литосферы и геодинамики докембрия. С этой целью в Министерстве геологии СССР в 1984—1985 гг. разработана «Программа геодинамического изучения территории СССР», предусматривающая проведение опытно-методических работ на важных в народнохозяйственном отношении районах — геодинамических полигонах. В настоящее время на территории страны определено 14 первоочередных полигонов, в том числе два в Средней Азии — Кызылкумский и Киргизский.

На территории Узбекской ССР Кызылкумский геодинамический полигон охватывает всю западную часть. Как показал анализ материалов, представленных на обсуждение рабочей группы по геодинамике Министерства геологии СССР в докладах П. А. Мухина и Г. В. Касавченко, Узбекистанскими геологами-энтузиастами созданы первые модели геодинамического развития Западного Узбекистана. На основе этих моделей в САИГИМС проведен ана-

лиз закономерностей размещения полезных ископаемых и получены принципиально новые выводы. Новые идеи позволяют надеяться на расширение минерально-сырьевой базы этого района путем проведения целенаправленных глубинных поисков.

Практические результаты металлогенических работ

За прошедшие 25 лет большой коллектив геологов-рудников системы Министерства геологии УзССР, Академии наук УзССР, высших учебных заведений республики достиг серьезных успехов в области выявления закономерностей формирования и размещения оруденения, поиска, оценки и разведки месторождений. Узбекистан стал одной из металлогенических провинций СССР и мира с известными месторождениями благородных, цветных и редких металлов.

За последние десятилетия удалось поднять и решить ряд научно-теоретических проблем, имеющих важнейшее народнохозяйственное значение в области расширения минерально-сырьевой базы республики.

Получены такие эффективные результаты, как установление перспективности древних терригенных толщ ордовика — силура на благородные металлы и вольфрам в Кызылкумах; выявление крупных ресурсов фосфоритовых руд и перспектив на редкие элементы молодых эоценовых отложений Западного Узбекистана; определение роли благороднометалльного, медно-висмутового, свинцово-цинкового, флюоритового оруденения в вулканогенных верхнепалеозойских комплексах Восточного Узбекистана; прогнозирование, обнаружение и оформление свинцово-цинковых с баритом стратиформных месторождений в доломитовых толщах среднего девона в Учкулачском районе и предпосылки обнаружения стратиформных месторождений в терригенно-карбонатных толщах Чаткало-Кураминского региона; расширение перспективных месторождений прожилково-вкрапленных меднопорфировых руд в Алмалыкском районе.

Важный результат металлогенических и поисково-разведочных работ — обнаружение и обоснование новых, нетрадиционных видов сырья и типов месторождений. К новым видам сырья относятся серебро, фосфориты. К новым потенциальным типам месторождений — серебряный в терригенных толщах, золото-серебряный в терригенных и вулканогенных, серебро-порфировый (серебро-свинцово-цинковый) в вулканогенных породах, медно-цинково-колчеданный в базальтоидах, медно-железородный в габброидах, штокверково-вольфрамовый, скарнидно-вольфрамовый, золото-серебряно-сурьмяный, золото-редкоземельный и др.

В течение IX—XI пятилетки металлогенические исследования на территории республики выполнялись главным образом при реализации программ комплексного геологического изучения районов — Кызылкумского (1970—1977 гг.), Чаткало-Кураминского

(1980—1985), Западно-Узбекистанского (1980—1985), а также целевых программ на вольфрам, полиметаллическое оруденение стратиформного типа и др. Программы носили, это следует подчеркнуть, научно-производственный характер; заложенный в них принцип коллективного творчества предусматривал постоянное исследование богатого материала, собранного производственниками, коллективами, ведущими прогнозно-металлогенические исследования. Обратная связь выражалась в решении насущных практических вопросов, выдвигаемых полевыми экспедициями, в оперативной передаче им результатов научно-тематических работ.

В прогнозно-металлогенические исследования, предусмотренные программами, кроме составления перспективных специализированных карт и выделения прогнозно-перспективных участков, входили разработка вопросов генетической и рудноформационной типизации месторождений, изучение металлогенических и рудоконтролирующих факторов, прямых и косвенных поисковых признаков, выявление оптимальных для прогноза систем.

В 1983—1985 гг. подведены итоги работ по комплексной геологической и экономической оценке минерально-сырьевых прогнозных ресурсов республики. Здесь впервые в практике металлогенических исследований дана оценка прогнозных ресурсов по рудным и нерудным полезным ископаемым.

Выделены и оценены принципиально новые перспективные площади. Среди них следует отметить территории для поисков благородных металлов в Кызылкумах; свинца и цинка в северо-западном продолжении Учкулачского района, а также в Кураминском и Чаткальском хребтах. Дан новый прогноз для поисков меди в северной части Кызылкумского региона, Гиссарском регионе и в восточном продолжении Алмалыкского района. Выделены новые площади, перспективные на поиски фосфоритов в Кызылкумском районе, серы, калийных солей в Гиссарском.

Кроме новых площадей, оценку получили и ранее известные, что позволило пересмотреть общие перспективы республики. Обнадёживающие результаты следует ожидать от исследований по комплексному геолого-экономическому моделированию рудных узлов с использованием геофизических, геохимических, дистанционных методов на базе отработанных региональных прогнозно-поисковых комплексов.

Задачи прогнозно-металлогенических исследований

Несмотря на отмеченные выше успехи, состояние металлогенических и прогнозно-металлогенических исследований в республике нельзя считать удовлетворительным. Особенно это относится к работам по крупномасштабному и детальному прогнозированию. Нарастание прогнозных площадей, отстраиваемых различными организациями и исполнителями без глубокого освоения теории и накопленного опыта в области прогноза, снижает интерес производственных организаций к прогнозным построениям и, естест-

венно, отрицательно влияет на оперативность заверки прогноза. Нередко положение усугубляется получением отрицательных результатов при такой заверке.

Основная задача региональных прогнозно-металлогенических исследований — создание новой современной специализированной геологической основы территории Узбекистана и Средней Азии для геолого-экономического обеспечения существующих и обоснования формируемых территориально-производственных комплексов.

Геологическая основа должна включать комплект дежурных, постоянно пополняемых документов, включающих карты: геологическую, тектоническую, структурно-формационную, магматических формаций, палеогеографическую и палеофациальную, метаморфическую, аэрокосмогеологическую, геофизическую (комплект), геохимическую и др.

Эти материалы могут послужить надежной основой для составления прогнозно-металлогенической карты и оценки прогнозных ресурсов полезных ископаемых по категории P_3 . Важно переинтерпретировать старые и наметить новые рудоносные геологические формации, особенно в полузакрытых и закрытых молодых отложениях территории республики. Определение многообразных форм связи и взаимоотношений рудных формаций с геологическими — одна из труднейших и важнейших задач.

Основной задачей локальных прогнозно-металлогенических работ является повышение достоверности и эффективности крупномасштабных и детальных прогнозных построений, что может быть достигнуто решением двух главных вопросов: научно-методического и организационного (Баймухамедов, 1982).

В общей технологической блок-схеме локального прогнозирования и поисковых работ нужно выделять следующие основные блоки или звенья процесса:

- 1) комплекс региональных научно-исследовательских, тематических и геологосъемочных работ среднего масштаба;
- 2) государственную геологическую съемку;
- 3) геологическое доизучение площади;
- 4) глубинное геологическое картирование;
- 5) объемное геологическое картирование;
- 6) комплект специализированных геологических карт (аэрофотогеологическая, структурно-формационная, геохимические и геофизические карты, карты рудной нагрузки и др.);
- 7) выбор реальных или потенциальных рудноформационных типов месторождений для прогнозирования;
- 8) анализ комплексных геолого-структурных моделей эталонных месторождений и рудных полей для необходимого и достаточного набора признаков прогнозирования;
- 9) выбор методов прогнозирования (интрузивно-геологического, количественно-геологического, математического с применением ЭВМ и т. д.) для составления прогнозных карт;

- 10) группировка признаков кодирования и формирование массивов информации;
- 11) построение прогнозной карты;
- 12) оценка прогнозных ресурсов всех категорий;
- 13) создание фонда или банка прогнозных площадей и инвентаризация;
- 14) геолого-экономический анализ конкурентоспособности объектов прогнозирования и очередности работ;
- 15) разработка прогнозно-поисковых комплексов применительно к геологическим особенностям региона;
- 16) составление стратегических генеральных программ поисковых работ для конкретных регионов.

Для повышения достоверности и качества крупномасштабных и детальных прогнозных построений и совершенствования методики и практики поисковых работ предлагается следующее.

1. Ориентировать направление деятельности САИГИМС на разработку методических рекомендаций по региональному и, особенно локальному прогнозированию: крупномасштабному и детальному на строгой научной основе с разработкой технологии процесса прогнозирования и поиска месторождений; для этого в новой структуре института созданы специализированные отделы регионального и локального прогнозирования.

2. Разработать рекомендации по составлению и использованию объемных геологических карт-основ и совершенствованию программы Госгеолкарта — 50 для повышения эффективности прогнозных построений.

3. Изучить информативность геофизических и геохимических материалов при глубинном геологическом картировании и других работах на закрытых и перекрытых территориях для крупномасштабного и детального прогнозирования.

4. Разработать научно-методические рекомендации по глубинному количественному прогнозированию рудных полей и месторождений на основе создания объемных комплексных моделей рудноформационных типов промышленных рудных полей и месторождений.

5. Создать единый банк данных на ЭВМ для крупномасштабного и детального прогнозирования. Провести работы по оптимизации методик преобразования графической информации в дискретный вид (с ее последующей обработкой на ЭВМ) в отношении достоверности прогнозных построений. Совершенствовать «Алгоритм комплексных геолого-геофизических исследований с целью прогноза глубокозалегающего оруденения» применительно к поискам оруденения благородных, цветных и редких металлов.

6. Совершенствовать методику геолого- и рудноформационного анализа как основы прогноза и поисков месторождений различных типов.

7. Продолжить совершенствование методики минералого- геохимических исследований с целью фиксации и расшифровки аномалий глубокозалегающих слепых месторождений.

8. Совместно с ПГО разработать комплексные территориальные научно-производственные программы и предусмотреть проведение опережающих или сопровождающих прогнозы работ по геофизике, геохимии, тематические и опытно-методические работы для отдельных перспективных или потенциально-перспективных рудных узлов и полей.

9. Разрабатывать на всех стадиях поисков критерии оценки эффективности прогнозных исследований; проводить систематическую оценку достоверности выявления перспективных площадей и анализировать геологические, методические и технические ошибки, влияющие на качество прогнозных построений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А. Е., Четырбоцкая И. И. Основные черты металлогении серебра Тянь-Шаня//Тезисы докладов IX Всесоюзного металлогенического совещания.— Ташкент: Фан, 1979.
2. Арапов В. А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона.— Ташкент: Фан, 1983.
3. Бабаев К. Л. Основные принципы металлогенического анализа на примере Западного Тянь-Шаня и Памира//В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Тр. V Всесоюз. металл. совещ. Фрунзе: Илим, 1971.
4. Борисов О. М., Глух А. К. Кольцевые структуры и линейменты Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1982.
5. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации.— М.: Наука, 1981.
6. Гарьковец В. Г. [и др.]. Основные черты металлогении Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1979.
7. Голованов И. М. Медно-рудные формации Западного Тянь-Шаня.— М.: Фан, 1978.
8. Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня.— М.: Недра, 1977.
9. Мацокина Т. М. [и др.]. Региональная металлогения Центральной части Средней Азии.— Ташкент: 1978.
10. Мухин П. А., Фадеичева Л. П. Некоторые аспекты металлогении золота Центральных Кызылкумов в связи с концепцией новой глобальной тектоники//В сб.: Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра Средней Азии. Изд. САГИМС, 1983.
11. Мушкин И. В., Арапов В. А., Терлецкий О. Г. Металлогения и некоторые проблемные вопросы рудоносности Южного Узбекистана//В сб.: Геология и металлогения Южного Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1979.
12. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане.— Ташкент: Фан, 1969.
13. Хорват В. А. [и др.]. Систематика рудных формаций Западного Узбекистана//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 37.— Ташкент: Фан, 1984.
14. Шаякубов Т. Ш. Геология и рудоносность палеозойских вулкано-генных формаций Южного Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1978.
15. Шаякубов Т. Ш., Лapidус С. Я. Особенности вулканизма и металлогении Курминской и Байсунской зон в верхнем палеозое//В кн.: Металлогенические проблемы Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1982.
16. Шмулевич А. Д. [и др.]. Структурно-металлогеническое районирование и особенности металлогении Средней Азии//В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых.— Т. VIII. М.: Наука, 1981.

О. М. БОРИСОВ, Ф. Х. ЗУННУНОВ, М. А. АХМЕДЖАНОВ

РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Концепция складчато-глыбового или складчато-блокового (слоисто-блокового) строения тектоносферы в настоящее время — одна из ведущих в теоретической и практической геотектонике. Происходит быстрое накопление геофизической и геолого-геохимической информации о физико-механических свойствах и структурно-вещественном составе земной коры и верхней мантии. Существующие схемы слоисто-блокового строения земной коры отличаются как по методам расчленения, так и по структурным рисункам. При этом предпочтение отдается складчатым деформациям, а блоки рассматриваются обычно в качестве второстепенных структур или самостоятельного третьего типа, существующих наряду с геосинклинальными и платформенными.

Интерес к блокам (геоблокам, пластинам, сегментам, плитам, секторам) резко возрос в связи с глобальной концепцией тектоники плит, согласно которой литосфера представляет собой совокупность жестких плит или крупных плоских блоков, которые движутся по астеносфере или вместе с ней от зон спрединга к зонам субдукции. В эту концепцию А. В. Пейве внес уточнения, рассматривая плиты как реологические тела типа маквелловской или ньютоновской жидкости (в рамках геологического времени) с большой вязкостью и обладающие субгоризонтальной расслоенностью в связи с наличием зон пониженной вязкости и прочности, по которым слои литосферы перемещаются латерально относительно друг друга. Представление о тектонически расслоенной литосфере, представляющей собой ансамбль литопластин и астенослоев, вносит новый аспект в понимание механизма формирования слоисто-блоковой структуры земной коры и верхней мантии Земли.

На большую роль в строении региона блоковой тектоники в Средней Азии указал еще В. А. Обручев в 1916 г. Вновь к выделению блоков вернулись в связи с проведением региональных геофизических исследований (Е. М. Бутовская, Ю. Н. Годин, Б. С. и И. С. Вольвовские, Б. Б. Таль-Вирский), региональных геолого-тектонических построений (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, А. К. Бухарин, В. Н. Кравченко и др.).

Х. М. Абдуллаев при разработке теоретических основ выделения и классификации структурно-геологических (металлогенических) зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов особое значение придавал глубинным разломам, которые он рассматривал как естественноисторические границы геоструктурных единиц земной коры. Он подчеркивал, что тектонический режим этих межразломных структур в общем сохраняет однотипность,

свидетельствуя о том, что их тектоническая природа носит блоковый характер (1, 2).

Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ (11) позволили создать качественно новую модель литосферы: она представляется теперь в виде многослойной мозаично-блоковой среды, включающей слои пониженной скорости. За последние годы изменились представления и о структуре верхней мантии, в верхней части которой выделен ряд неоднородностей.

Значительно также изменились представления о системах глубинных разломов, которые ныне рассматриваются не только как нарушение сплошности литосферы, а как ее существенный структурный элемент, которому подчиняются положение, конфигурация и развитие платформ и геосинклинальных поясов. Существующая система разломов разных рангов обеспечивает необходимую подвижность блоков литосферы в их сложном динамическом взаимодействии, определяет ее тектоническую мозаичность и зональность. Установленные сети линеаментов в результате дешифрирования космоснимков и комплекса геолого-геофизических и геоморфологических признаков позволяли наметить подходы к выяснению блокового строения погребенной консолидированной коры Средней Азии.

Таким образом, по комплексу геолого-геофизических и космогеологических данных литосфера Средней Азии является гетерогенной: ее вертикальную неоднородность подчеркивает наличие линзовидных структурных этажей, геофизических слоев, волноводов, высокоскоростных и низкоскоростных включений. Латеральная неоднородность отражается в наличии сети глубинных разломов и линеаментов.

По мере накопления материалов по блоковому строению земной коры появилась необходимость выделения двух принципиально различных типов блоков континентов. Первый обладает полигональностью и образуемые им поля имеют относительно изометрические контуры и мозаичный рисунок. Он характерен для участков со стабильным режимом развития — платформ, «жестких» массивов, молодых плит. Другой тип развит в подвижных поясах, обладает вытянутыми формами и осложнен складками. Это, по существу, межблоковые системы, отличающиеся от первых высокой тектонической подвижностью и разнообразием структурно-вещественных комплексов.

Схема разломно-блоковой тектоники Средней Азии (О. М. Борисов, Д. Б. Джамалов, А. Б. Кириллов, И. И. Магзумов, М. Н. Тхай, М. А. Ахмеджанов, Ф. Х. Зуннунов, 1985 г.).

1 — современных, 2 — юрско-четвертичного покрова, 3 — рифей-палеозойского фундамента, 4 — дорифейского (архей-нижнепротерозойского) кристаллического основания, 5 — верхнемантийного докола, 6 — контуры выходов докембрийских пород, 7 — амплитуды современных вертикальных движений, мм/год (среднее значение за 25 лет), 8 — контуры предлагаемых зон рифтогенеза.

Наличие в пределах земной коры Средней Азии двух типов блоков отмечали М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (3, 4), а в последнее время — исследователи ВСЕГЕИ (8).

В связи с появлением нового фактического материала, особенно по линеаментам и глубинному строению литосферы Средней Азии (5, 9, 11, 14) появилась возможность создания карты разломно-блоковой тектоники Средней Азии (рисунок). При ее составлении были затруднения в связи с неравномерной и для многих районов слабой изученностью глубинной геологии региона. Карта составлена с использованием принципов, разрабатываемых ранее Л. И. Красным, С. Н. Ивановым, И. Н. Томсоном, М. А. Фаворской, В. А. Дедеевым и др., применявшихся для составления схем и обзорных карт. Основными критериями выделения блоков литосферы при этом служили: наличие относительно крутопадающих и узких зон разрывных дислокаций, полигональность участка земной коры, примерная однотипность геологического строения, состава и развития блока, однотипность тектонического режима в пределах блока. Принципиально новым стало выделение геоблоков по основным структурно-вещественным комплексам (верхняя мантия, кристаллическое основание, рифей-палеозойской фундамент, мезо-кайнозойский чехол).

Блоки верхнемантийного цоколя. Немногочисленная информация о строении и составе верхней мантии Средней Азии получена по данным ГСЗ и сейсмологических наблюдений (Л. П. Винник, Ф. Х. Зуннунов, В. З. Рябой), а также в результате изучения глубинных ксенолитов из трубок щелочных базальтоидов Памира, Гиссара, Нуратау, Букантау (А. П. Акимов, Р. Б. Баратов, А. А. Лукк, И. В. Мушкин, И. Х. Хамрабаев и др.). Непосредственными представителями верхней мантии многие исследователи считают ультрамафиты офиолитовых поясов Средней Азии.

Первая геолого-геофизическая модель тектоносферы, с учетом имеющихся сведений по составу, создана в 1973 г. (12). В соответствии с ней верхняя часть верхней мантии, располагающаяся между астеносферой и земной корой, отнесена к перidotитовому слою мощностью 40—50 км. В пределах Средней Азии кровля перidotитового слоя характеризуется скоростью 7,6—8,8 км/с. Сейсмическими наблюдениями установлено, что этот слой имеет линзовиднослоистое строение. Поверхность М находится на различных глубинах (в среднем 47 км): наименьшая глубина (35—37 км) характерна для западной части территории (Центрально-Кызылкумский свод), наибольшая (65—70 км и более) — для горных сооружений Памира и Алая (11, 14).

По результатам ГСЗ (11), верхняя часть мантии районов Средней Азии характеризуется значительной скоростной неоднородностью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Значения скоростей распространения продольных волн в верхней части мантии (20—30 км) изменяются от 7,7 до 8,6 км/с. Отмеча-

ется, что такой широкий диапазон скоростей трудно объяснить только изменением термодинамических условий.

Сопоставление имеющихся сведений о составе верхней мантии по глубинным ксенолитам (16) со скоростными данными показало, что между этими показателями имеется прямая зависимость: чем верхняя мантия более высокоскоростная, тем она более основная. Так, мантия со скоростью менее 7,8 км/с соответствует пироксенито-лерцолитовый состав, а высокоскоростной (более 8,4) — пироксенито-эклогитовый.

В результате анализа вариаций скоростей в верхней мантии отмечено, что имеются отдельные участки (блоки) с высокоскоростной мантией (8,5—8,6 км/с), которые соответствуют Ферганской впадине, Центрально-Кызылкумской зоне поднятий, Предкопетдагскому прогибу. Низкоскоростная мантия (7,7—7,9 км/с) характерна для Северного и Центрального Тянь-Шаня. Для большей части верхней мантии Среднего и Южного Тянь-Шаня, Амударьинской впадины характерны средние значения — 8,2—8,4 км/с (11).

Примечательно, что между участками с различной скоростью распространения сейсмических волн имеются полосы относительно меньшей скорости в мантии, что позволяет выделить ядра большой стабилизации и междуядерные зоны с относительно большей дифференцированностью вещества. По этим особенностям верхняя мантия условно разделена на блоки.

I. Сверхвысокоскоростные (8,4—8,6 км/с): 4—Центрально-Кызылкумский, 12—Центрально-Кызылкумский, 17—Ферганский. II. Высокоскоростные (8,2—8,4 км/с): 2—Прикаспийский, 7—Джаманшинский, 10—Мургабский. 13—Самаркандский, 15—Таджикский. III. Среднескоростные (8,0—8,2): 1—Устюртский, 3—Небитдагский, 9—Муюнкумский, 14—Газлийский, 16—Туркестано-Зарафшанский, 19—Памирский, IV. Низкоскоростные (7,8—8,0 км/с): 8—Сырдарьинский, 18—Иссыккульский, V. Блоки с неустановленными (предполагаемыми) скоростями: 5—Аральский, 6—Северо-Аральский.

Данные по составу верхнемантийных ксенолитов позволяют предполагать, что состав верхней мантии блоков I типа преимущественно пироксенито-эклогитовый, II — клинопироксенитовый, III — вебстерито-пироксенитовый, IV — лерцолито-пироксенитовый.

Межблоковые полосы на мелкомасштабных космических снимках соответствуют зонам региональных линеаментов. К ним же приурочены и зоны некоторых глубинных разломов (Каратау-Таласский, Ферганский, Южно-Тяньшаньский, Северо-Памирский), а также известные офиолитовые пояса.

Таким образом, верхняя часть (20—30 км) мантии имеет гетерогенное строение и сложена преимущественно разновидностями пироксеновых перидотитов (клинопироксениты, вебстериты, лерцолиты, гарцбургиты и др.), но обычно содержащими гранат (15, 16.).

Гетерогенность состава верхней мантии могла в определенной степени повлиять на состав и строение земной коры, геодинамическую, геохимическую специфику мантийных и коровых магматических продуктов.

В частности, можно отметить, что под более сиалическими и относительно более мощными блоками кристаллической коры преобладает пироксенитовая верхняя мантия и здесь более широко развиты калиевые магматические породы (Южный Памир, Южный Гиссар, Атбашинский хребет и др.). На участках развития лерцолитов-пироксенитов сиалическая кора менее мощная и более основная, а среди продуктов магмогенерации преобладают натровые базитовые серии и характерные щелочные разности магматических образований. Над межблоковыми зонами пироксенито-лерцолитового состава в земной коре располагаются офиолитовые пояса габбро-перидотитовой формации, полосы проявлений базальтового вулканизма.

В свете современных представлений разновидности перидотитов считаются производными глубинных мантийных магм. Поэтому не исключено, что гетерогенность пироксенитового слоя верхней мантии первична и в общих чертах более сформирована на ранних этапах развития Земли.

Блоки дорифейского кристаллического основания. Под кристаллическим основанием понимается консолидированная сиалическая кора Средней Азии, завершившая свое формирование к рифею. По имеющимся данным (9), ее верхняя часть сложена суперкрупными породами и интрузивными массивами гранитоидов архея — нижнего протерозоя, образующих сложнопостроенные купола и узкие синклинальные прогибы. Поверхность дорифейского основания отмечается геофизическими методами, в волновом поле она характеризуется граничной скоростью в среднем около 6,0 км/с (вариации от 5,5 до 6,2 км/с).

Мощность консолидированной коры меняется от 35 км (Центрально-Каракумский свод) до 62 (Алай) — 72 (Юго-восточный Памир) и в общем ее вариации отражаются высотой современного рельефа.

Внутреннее строение и состав коры исследованы недостаточно полно. Кроме имеющихся данных по поверхности и глубинным ксенолитам важным параметром является средняя скорость распространения сейсмических волн. Более низкие значения (6,3—6,4 км/с) характерны для постплатформенного орогена, а высокие (6,7—6,8 км/с) — для областей перехода орогена в Туранскую низменность (Предкопетдагский прогиб, Среднесырдарьинская депрессия, Сурхандарьинская впадина, Юго-Западный Гиссар). Скорость коры в пределах Туранской низменности имеет средние значения (6,5—6,65 км/с), но в западной части она выше среднего уровня, а на востоке ниже, причем наименьшие значения отмечаются к югу и юго-востоку от Аральского моря (8, 11).

На неоднородность строения консолидированной коры указывали многие исследователи, но Е. М. Бутовская и др. (1971) впервые подтвердили это сейсмологическими данными. Е. М. Бутовская на территории Средней Азии выделила коровые волноводы. По ее мнению, консолидированная кора имеет линзовидно-слоистое строение и разбита на блоки (Фергано-Чаткальский, Восточно-Ферганский, Южно-Центрально-Ферганский, Кураминский и др.).

Ф. Х. Зуннунов (1985) выделил три скоростных этажа: верхний (мощность 13—20 км, диапазон скоростей 5,8—6,4 км/с), средний (9—23 км, 6,5—6,7 км/с) и нижний (10—31 км, 6,8—7,4 км/с). Однако верхний этаж отсутствует в Предкопетдагском прогибе, нижний — в пределах геоструктур, пересеченных профилем ГСЗ Кескеленский. Все эти сочетания позволили выделить участки (блоки) с высокоскоростной (Юго-Западный Гиссар, Предкопетдагский прогиб), нормальной (большая часть Средней Азии) и низкоскоростной (Памир) корой.

Особый интерес представляет верхний скоростной этаж, так как он определяет структурный план кристаллического основания. Ему свойственны большой вертикальный градиент скорости, вертикально-слоистое строение и четкая блоковость (11). Блоковое строение отражено на космических снимках в виде линейной тектоники (5).

По данным М. А. Ахмеджанова, Р. Б. Баратова, А. А. Бакирова, В. Г. Королева и др. (9) в раннем протерозое происходила активная деструкция архейской сиалической коры и формировался пояс «зеленокаменного» типа. Южная его граница отражена системой разломов (линия Архангельского, Зарафшанский, Капчигайский разломы), западнее и южнее которых располагается гранито-гнейсовая кора архея (Устюрт, Каракумы, Памир, Тарим). Докарельские образования известны также в северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане, которые составляли либо выступ древней платформы, либо крупный срединный массив. Граница его с геосинклинальным поясом карелид проводится довольно условно через Нарынскую и Таласскую впадины.

Таким образом, в раннем протерозое обособились три основных структурных элемента: Казахстано-Северо-Тяньшаньский и Каспийско-Таримский стабильные массивы с архейским гранито-гнейсовым основанием и разделяющий их геосинклинально-складчатый пояс карелид с амфиболито-гранито-гнейсовыми комплексами. Внутри последнего имелись срединные массивы различной величины.

В пределах стабильных массивов форма блоков преимущественно полигональная. Выделяется два их типа: насыщенные магматическими образованиями кислого состава (с повышенной сиаличностью) и слабонасыщенные (с нормальной сиаличностью). Последние характеризуются относительно стабильным режимом развития, слабой контрастностью по отношению к смежным бло-

кам, длительностью развития и обуславливают мозаичный тип строения региона. Здесь же формируются узкие линейные наложенные структуры — эпиконтинентальные грабены и рифтоподобные впадины.

В пределах геосинклинально-складчатого пояса блоки имеют несколько вытянутые формы, высокую степень дифференцированности тектонических движений, довольно существенные различия в составе и строении. На срединных массивах формируется слонсто-складчатый чехол, а в пределах геосинклиналей — складчатый комплекс. В целом проявлен линейный тип строения.

Таким образом, блоки стабильных массивов и геосинклинально-складчатых поясов (межблоковые зоны) различаются не только по структурным признакам, но и по составу и тектоническому режиму. Обращает на себя внимание наличие южного продолжения Урала в виде наложенной системы грабенов и горстов. Это подтверждает существующие представления о заложении в раннем протерозое Урало-Оманского линеамента.

Вторая примечательная структура — Каспийско-Гурьевско-Амударьинский грабен. По глобальному космоснимку «Зонд-7» он прослеживается в виде четкого линеамента через Московскую синеклизу, Прикаспийский прогиб, Устюрт, Каракумы, Банди-Туркестан, Гималаи вплоть до Индийской платформы. В северной части он включает Пачелмский авлакоген, а в пределах Средней Азии в палеозойском фундаменте выражен глубокими грабенами.

Ф. Х. Зуннунов (1985) сопоставил значения средней скорости распространения продольных сейсмических волн в консолидированной коре, граничную скорость вдоль поверхности М и особенности скоростного строения верхней части мантии мощностью 20—30 км.

Выделено три типа коромантийных блоков. Тип I характеризуется сходными параметрами скорости и разделяется на три подтипа: 1 подтип — низкоскоростная кора (6,3—6,45 км/с) ассоциирует с низкоскоростной верхней мантией (7,8—8,0 км/с) (Кунгей и Заилийский Алатау, Чу-Илийский антиклинорий); 2 подтип — среднескоростная консолидированная кора (6,5—6,6 км/с) ассоциирует со среднескоростной мантией (8,1—8,4 км/с), (Центрально-Каракумский свод, Амударьинская и Чу-Сарысуйская впадины, Каратауский антиклинорий); 3 подтип — высокоскоростная консолидированная кора (6,7—6,8 км/с) ассоциирует с высокоскоростной верхней мантией (8,5 км/с) (Предкопетдагский прогиб, юго-западные отроги Гиссара).

Тип II характеризуется соотношениями низкоскоростной консолидированной коры (6,4—6,45 км/с) с аномально высокоскоростной верхней мантией (8,5—8,6 км/с) (Центральные Кызылкумы, Ферганская впадина).

Тип III характеризуется соотношениями среднескоростной консолидированной коры (6,5 км/с) и низкоскоростной верхней мантии (7,8—7,9 км/с) (плато Карой).

Эти данные свидетельствуют, что для большей части имеется прямая унаследованность в развитии и в этом случае консолидированная кора и верхняя мантия составляют единые блоки литосферы. Аномальные же соотношения указывают на отсутствие прямых связей между мантией и корой, причина которых пока не выяснена.

Блоки рифей-палеозойского фундамента. Основные черты тектонического развития в рифее и палеозое отражены в монографиях (4, 9). В этот период сформировался эпикарельский чехол платформы, произошла ее последовательная с севера на юг деструкция, смена во времени и пространстве одних структур другими. От исходной эпикарельской платформы в виде относительно стабильных массивов сохранились «обломки» в виде срединных массивов (Муюнкумо-Наратский, Северо-Устьюртский, Курамино-Ферганский) и Каракумо-Таджикского краевого массива.

В блоковой тектонике региона основное место принадлежит системе глубинных разломов, линеаменты занимают подчиненное значение. В пределах Урало-Монгольского геосинклинально-складчатого пояса блоки выражены четче, чем в пределах стабильных массивов. По ведущему тектоническому режиму они названы рифто-геосинклинальными. Блоки стабильных массивов именуются стабильно-срединными.

Каждый класс блоков имеет свои формы, свой набор геологических формаций, тесно связанных с историей развития земной коры. Кратко рассмотрим характеристику блоков рифей-палеозойского фундамента по регионам Средней Азии.

В зоне каледонид Северного Тянь-Шаня выделено шесть блоков рифто-геосинклинальных зон и четыре стабильно-срединных. Рифто-геосинклинальные блоки имеют удлиненно-изометрическую и ленточную формы. Сложены они, в основном, гранито-гнейсами, гранитами, гранодиоритами, меньше вулканогенно-осадочными образованиями докембрий-нижнепалеозойского возраста. Имеются блоки, сложенные терригенно-сланцевыми, карбонатными, флишoidalными отложениями нижнего палеозоя, которые прорываются гранитоидами ордовик-силурийского возраста. Выделены ленточные блоки, являющиеся грабеновыми структурами, ограниченными глубинными разломами (Чонкеминский грабен). Они сложены терригенными, вулканогенными образованиями нижнего палеозоя, залегающими на докембрийском гранито-гнейсовом основании.

Блоки стабильно-срединных зон треугольные, ромбовидные и овальные. Границами всех без исключения блоков служат глубинные разломы. Они являются крупными обломками архей-нижнепротерозойского основания, перекрытыми осадочными отложениями мезо-кайнозоя.

Блоки рифто-геосинклинальных зон рифей-палеозойского фундамента герцинид Срединного Тянь-Шаня представлены вытянутыми прямоугольниками, где длина в 2—3 раза превышает ширину. Имеются блоки овальной (полигональной) формы. Сложены

они в основном карбонатами, карбонатно-алевролитовыми толщами среднего палеозоя, некоторые — плитчатыми известняками с прослоями сланцев девон-карбонового возраста, которые несогласно перекрываются молассами верхнекарбонового — нижнепермского возраста.

Ленточные блоки располагаются по окраинам рифто-геосинклинальных блоков. Они представлены молассовыми образованиями верхнепалеозойского возраста, несогласно перекрывающими нижний структурный ярус, сложенный терригенно-сланцевыми, вулканогенно-осадочными толщами ниже-среднепалеозойского возраста.

Блоки стабильно средних зон (срединных массивов) имеют трапециевидные и прямоугольные формы. Удлиненно-прямоугольные блоки как правило располагаются по окраинам рифто-геосинклинальных зон. Они сложены ангидрито-доломито-известняковыми, сероцветно-терригенно-шлировыми отложениями средне-верхнепалеозойского возраста. Однако имеются блоки, которые представляют собой обломки докембрийского кристаллического основания и сложены кристаллическими сланцами, амфиболито-гнейсами архей-нижнепротерозойского возраста. На этих толщах с разрывом залегают рифей-вендские отложения (карбонатно-кремнисто-терригенные). По отношению к соседним блокам они приподняты. Надо отметить, что основная часть блоков начала зарождаться в момент деструкции рифей-вендского платформенного чехла и сформировалась в герцинский цикл тектогенеза.

Герциниды Южного Тянь-Шаня представлены блоками исключительно рифто-геосинклинального типа. Их характерная особенность — удлиненно-прямоугольная форма, протягиваются они в субширотном направлении. По геологическому строению блоки восточной части отличаются от блоков западной части. Первые сложены терригенно-карбонатными, карбонатными отложениями ниже-среднепалеозойского возраста, а интрузивные образования представлены гранитоидами верхнекарбонового возраста. Блоки западной части состоят из карбонатно-сланцевых терригенно-карбонатных отложений нижепалеозойского возраста, прорываются верхнекарбонатовыми гранитами. В строении некоторых блоков участвуют карбонатно-глинисто-сланцевые, терригенно-карбонатные формации ниже-среднепалеозойского возраста. Интрузивные образования широко развиты в южном секторе Южного Тянь-Шаня и представлены гранито-диоритами, сиенитами и др. Так, Гиссарский блок сложен гранитоидным массивом верхнекарбонового возраста.

Характерной особенностью геологического строения блоков Южного Тянь-Шаня для ниже-среднепалеозойского этапа является то, что блоки, расположенные к северу от Актау-Зарафшанского глубинного разлома, имеют глинисто-карбонатный, карбонатный тип разреза, тогда как к югу от разлома мы наблюдаем карбонатно-терригенный, рифондный тип.

Для Памира характерны удлинено-вытянутые блоки, дугообразно выпуклые к северу. Здесь выделены Северо-Памирский и Центрально-Памирский рифто-геосинклинальные блоки. Северо-Памирский сложен рифтогенно-карбонатной, терригенно-вулканогенной (P_1P_2), галогенно-карбонатно-терригенной (P_2) и красноцветными молассами (T_1-T_2) суммарной мощностью 5—10 км. Центрально-Памирский состоит из гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов с прослоями мраморов ранне-среднепротерозойского возраста, терригенными, терригенно-вулканогенными, терригенно-карбонатными формациями палеозоя. Интрузивные образования по возрасту раннепротерозойские и мезо-кайнозойские.

Стабильно срединные блоки Памира изометричной формы. Каракульский блок ограничен Уйбулакским и Караартским разломами. В строении блока участвуют, главным образом, нижневерхнепермские карбонатные, терригенно-карбонатные и зеленокаменные вулканогенные формации. Интрузивные образования представлены диорит-гранитовой и перидотит-габбро-плаггиогранитовой формациями. Южно-Памирский блок сложен комплексом глубоко метаморфизованных докембрийских кристаллических образований архейского и протерозойского возраста, а также мало мощными осадочными породами карбона.

Сложнее дать характеристику блокам Туранской низменности, предгорным и межгорным впадинам Тянь-Шаня, так как здесь фундамент скрыт под чехлом мезо-кайнозоя. В определенной степени гипотетичными являются контуры блоков, за которые принимались известные зоны глубинных разломов.

В целом блоки рифто-геосинклинальных зон не имеют четких поперечных границ, наблюдается повышение мощности рифей-палеозойских отложений и высокая степень дислоцированности. Блоки стабильных массивов имеют хорошую расслоенность, брахиформный тип складчатости, сокращенную мощность отложений и большую насыщенность отдельных участков продуктами вулканизма и гранитоидными массивами. Б. Б. Таль-Вирский (1982) отмечает, что подобным участкам (ядрам) магматической активизации (Центрально-Каракумскому, Центрально-Кызылкумскому, Кураминскому) соответствуют кора сокращенной мощности, мозаичное магнитное поле, повышенный тепловой поток.

Блоки мезо-кайнозойского чехла. Блоки мезо-кайнозойского периода оформились к концу кайнозоя и отражены на многочисленных картах новейшей тектоники. Блоковый характер строения чехла особенно отражен в работах О. А. Рыжкова, Л. П. Коннова, В. В. Вировца, А. Г. Бабаева, Н. Я. Кунина, Б. Б. Таль-Вирского, Н. П. Костенко и многих других.

На рисунке показаны блоки элиплатформенного орогена Тянь-Шаня, Туранской плиты и альпийских сооружений Памира и Копетдага. Блоковое строение региона унаследовало многие черты блоковой тектоники рифея — палеозоя. В то же время оно

стало более дробным, а границы блоков изменчивыми во времени и пространстве.

Блоки современного покрова. Как известно, в геотектонике имеются понятия новейшая тектоника и неотектоника. Одни исследователи их рассматривают как синонимы, другие разделяют. Д. Б. Джамалов, А. Ярмухамедов, Д. Х. Якубов, З. Зияханов и др. на примере Ферганской долины показали, что резкая смена геодинамической обстановки произошла на границе эоцена и олигоцена и привела к формированию новейших тектонических структур и современного рельефа. Хотя современные движения и являются унаследованными, волны поднятий и опусканий несколько смещены в пространстве.

В 1982 г. Н. А. Корешков и др. по результатам повторного нивелирования за период с 1928 по 1978 гг. составили Карту современных вертикальных движений земной коры Средней Азии в масштабе 1:2500000. Установлено, что некоторые участки (центр Ферганской долины, Кокбулакский прогиб, Карабиль, Балханы и др.) испытывают опускание до 2—6 мм/год. Самые активные участки — Турано-Турашорская зона поднятий. Тамдытау, Западный Памир — испытывают воздымание до 10—14 мм/год. Большая часть территории поднимается в пределах 2—4 мм/год.

Авторы провели работу по оконтуриванию участков поднятий и опусканий с учетом известных новейших и обновленных древних разломов, а также данных по современным движениям других исследователей. Созданная карта впервые отразила современную блоковую тектонику Средней Азии. Выявлены многоблоковость, усложнение блокового плана мезо-кайнозойской эпохи, появление заведомо новых блоковых полей, что в целом свидетельствует о значительной структурной перестройке. Отметим также, что современная блоковость отражена в геоморфологии и в рисунке фотоизображения на космических снимках. Карта показывает, что разломно-блоковое строение тектоносферы — одно из основных ее свойств и отражает структурно-вещественную неоднородность.

Блоковый рисунок верхнемантийного цоколя, консолидированной коры (основания), рифей-палеозойского фундамента, мезокайнозойского чехла и современного покрова не повторяет предыдущий, а носит элементы усложнения и новообразования. Форма блоков изменяется от изометричных к полигональным, а в количественном отношении — в сторону увеличения их количества.

Блоки различаются по возрасту и особенностям развития, практически мало блоков со сквозным типом развития. Плотность вещества блоков гетерогенна в литеральном направлении, но вверх по вертикали каждый этап блоков характеризуется все более пониженной (за некоторыми исключениями) плотностью, что отражает естественный историко-геологический ход развития литосферы.

По особенностям развития выделено два основных типа блоков: стабильных участков и подвижных поясов зон. По составу и тектоническому режиму они расчленены на подтипы. Блоки подвижных зон выражены слабее, чем стабильных участков.

Свойства блоков скачкообразно меняются на границах, выраженных зонами глубинных разломов или региональных линейментов. Это зоны повышенной проницаемости, разрядки напряжений, тепломассообмена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации.— Ташкент: Наука, 1961. 154 с.
2. Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых//В сб.: Методы составления металлогенических карт. Ташкент: Наука, 1964. С. 10—32.
3. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Тектоника домезозойских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1977.
4. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента. Т. 1, Зап. Узбекистан.— Ташкент: Фан, 1967.
5. Борисов О. М., Глух А. К. Кольцевые структуры и линейменты Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1982. 122 с.
6. Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Фленова М. Г. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным//В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1971. С. 9—27.
7. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами.— Ташкент: Фан, 1973. 191 с.
8. Глубинное строение и геодинамика литосферы.— Л.: Недра, 1983. 276 с.
9. Докембрий Средней Азии.— Л.: Наука, 1982. 264 с.
10. Зуннунов Ф. Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана// Геофизический сборник АН УзССР, вып. 72.— Киев: Наукова думка, 1976. С. 65—72.
11. Зуннунов Ф. Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным.— Ташкент: Фан, 1985. 108 с.
12. Зуннунов Ф. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Хамрабаев И. Х. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана//Земная кора Узбекистана. Ч. II, гл. III.— Ташкент: Фан, 1974. С. 154—170.
13. Коннов Л. П., Вировец В. В. Основные черты тектоники и рудоносность мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1981. 190 с.
14. Литосфера Памира и Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1982. 248 с.
15. Мусаев А. Метакристы гранатов и субшелочных андезито-базальтов Северного Нуратау — глубинные модули//Узб. геол. ж., 1985, № 4. С. 6—9.
16. Мушкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1979.
17. Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли.— М.: ВНИИЗарубежгеология, 112 с.
18. Памир-Гималаи//Глубинное строение Земной коры.— М.: Наука, 1982. 176 с.
19. Таль-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии.— М.: Недра, 1982. 271 с.

М. А. АХМЕДЖАНОВ, Э. Р. БАЗАРБАЕВ

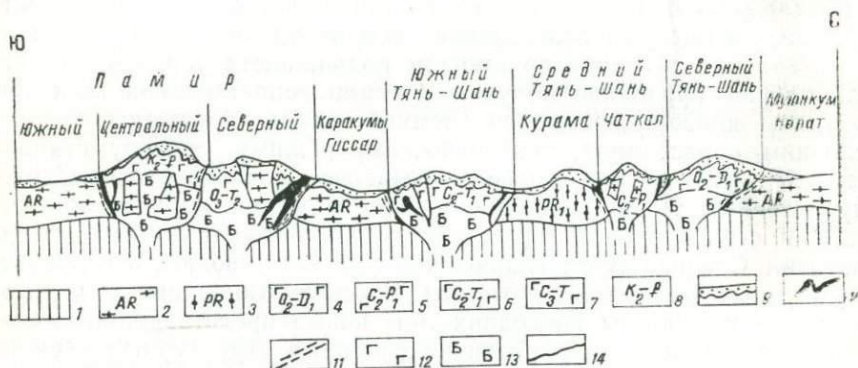
ТИПЫ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО СЕКТОРА УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Х. М. Абдуллаев предвосхитил геологическое районирование Тянь-Шаньской складчатой области, выделив основные рудно-петрографические провинции. В дальнейшем было разработано и предложено большое количество принципов и методов районирования, в которых использован его методологический подход сопоставления регионов по степени подвижности территорий (1). Наибольшее признание получил принцип сопоставления регионов по типам консолидированной земной коры, отличающихся по условиям образования, тектоническому режиму, способу становления и т. д. В данной статье мы выделяем последовательный ряд определенных типов консолидированной земной коры, возникновение и становление которых датирует в истории геологического развития Средней Азии главнейшие рубежи эволюции основных структурных элементов литосферы. В основу типизации положены новейшие материалы последних лет, новые представления о геодинамике становления и развития основных структурных элементов земной коры Средней Азии.

На территории Средней Азии предлагается различать четыре типа консолидированной земной коры, которые определяют различие в строении и развитии структурно-формационных зон Тянь-Шаньского сектора Урало-Монгольского геосинклинально-складчатого пояса. Формирование и становление каждого типа консолидированной коры происходило примерно в одинаковые по длительности тектонические этапы: архейский, архей-раннепротерозойский рифей-кайнозойский и неоген-четвертичный. Каждый этап характеризуется набором тектоно-магматических режимов, которые привели к формированию консолидированной земной коры определенного типа (рисунок).

В раннеархейский этап развития сформирована первая консолидированная кора, выделяемая нами под названием «протокора». Фрагменты ее в настоящее время обнажаются в Актюзе Северного Тянь-Шаня (актюзская свита), Каратегине (каратегинская серия), Южном Памире (Хорогский комплекс). Породы, слагающие этот тип коры, представлены глубокометаморфизованными образованиями (гранулитовая степень метаморфизма) — гранито-гнейсами, маigmatитами, гнейсами, образующими овальные, округлые куполовидные структуры. Эти структуры, вытянутые цепочкой, представляют собой определенные полосы, установленные по геофизическим данным на закрытых территориях Каракумо-Таджикской депрессии и Чуйской долины Северного и Юж-

ного Тянь-Шаня (2, 12). Предполагается, что породы этого типа, первой сиалической коры возникли в результате преобразования первичного мантийного материала в местах падения на Землю метеоритного вещества, в эпоху так называемой тяжелой бомбардировки телами астероидов. В местах падения астероидов, по-видимому, образовались первые очаги, в которых происходила дифференциация мантийного вещества и отделение от нее легкоплавкой сиалической части, по-видимому, андезит-дацитового состава, представлявших первые вулканогенные толщи архея. Они в виде покрова мощностью до 30 км покрывали всю террито-



Схематический профиль строения земной коры Средней Азии.

1 — мантия, 2—8 — типы земной коры: 2 — гранито-гнейсовый (первый тип), 3 — зеленокаменный (второй), 4—8 — зеленосланцевый (третий), 4 — сформированный к концу нижнего девона (Северный Тянь-Шань), 5 — сформированный к концу перми (Чаткал, Нарын), 6 — сформированный к концу раннего триаса (Южный Тянь-Шань), 7 — сформированный к концу верхнего триаса (Северный Памир), 8 — сформированный к концу палеогена (Центральный Памир), 9 — палеозой-мезокайнозойский чехол, 10 — оphiолитовые комплексы, 11 — меланж, 12 — гранитный слой, 13 — базальтовый слой, 14 — зоны разломов.

рию Средней Азии. В настоящее время в литературе этот тип первой сиалической коры описывается под названием «серые гнейсы» (23).

Второй тип консолидированной коры формировался в поздний архей-раннепротерозойское время. Выходы геологических образований, составляющих этот тип коры, встречаются на территории Центральных Кызылкумов (кумбулакская свита и ее аналоги), в Кураминских горах (кассанская серия), Султануиздаге (султануиздагская свита), Южном Памире (аличурская серия). Разрез этих образований в нижней части представлен зеленокаменно преобразованными амфиболитовыми породами — коматейтами, базальтами, габбро, габбро-норитами, а также железистыми кварцитами и гнейсами. Верхняя часть разреза полностью сложена гранитами и гранодиоритами раннего протерозоя. Из этих образований состоят узкие линейновытянутые структуры, протягивающиеся по районам Ферганской депрессии, Кураминских гор, При-

ташкентской депрессии, Северных Кызылкумов, под чехлом палеозойских и мезо-кайнозойских отложений. Мы полагаем, что формировались породы этого типа коры следующим образом. Под мощным покровом образований «протокоры», служившей экраном для восходящих мантийных массопотоков, концентрировалось мантийное тепло, под воздействием которого подкоровое вещество разуплотнилось и увеличилось в объеме. Это привело к поднятию «протокоры» и ее расколу, в результате чего формировались узкие грабенообразные прогибы, заполненные коматент-лейкобазальт-толеитовыми образованиями. С бортов грабенообразных прогибов, представлявших зоны интенсивного выветривания и корообразования, в прогибы сносился обломочный материал, покрывавший вулканогенные образования мощным слоем. Мощное осадконакопление сопровождалось внедрением анортозит-дунит-лабрадоритовых формаций по периферии бассейна в зонах разломов, ограничивающих грабены. Ассоциация анортозит-дунит-лабрадоритовых, коматентовых и железисто-кварцитовых формаций характерна только для древних зеленокаменных поясов (2). Консолидация пород зеленокаменных прогибов, выразившаяся во внедрении в основном калиевых гранитов, привела к становлению коры нового типа (зеленокаменной), которая спаяла разобщенные до этого древние блоки «протокоры» Средней Азии.

В рифей-фанерозойский этап происходило становление третьего типа консолидированной земной коры зеленосланцевого типа. Для него характерно появление базальтового (океанического) в низах и гранитного в верхах разреза слоев так называемой зрелой, континентальной коры. Данный тип земной коры слагает в основном геосинклинально-складчатые пояса.

Базальтовый слой коры зеленосланцевого типа представлен амфиболитами, празенитовыми сланцами, базальтами с прослоями кремнистых и карбонатных пород в нижней части разреза, а в верхней — осадочно-вулканогенными образованиями — песчаниками, алевролитами, сланцами с прослоями кремней, туфов и основных вулканитов (океанические базальты натриевого профиля), существенно не изменившихся. Общая мощность базальтового слоя колеблется от 20 до 25 км. Сюда же следует относить древние плагиограниты, связанные с базальтами как их производные.

Гранитный слой в основном представлен гранитоидами и осадочно-вулканогенными породами общей мощностью до 20—25 км. В нем на долю осадочных и осадочно-вулканогенных образований приходится в среднем 10—15 км. Собственно осадочный слой представлен недислоцированными осадками чехольных образований мощностью до 4 км.

Базальтовый и гранитный слои образуют линейные складчатые структуры, вытянутые вдоль простирания геосинклинально-складчатых систем. При этом базальтовый слой образует крупные

грабенообразные прогибы и горстообразные поднятия большого радиуса кривизны, а гранитный слой формирует более мелкие, отраженные от базальтового слоя, покровные, чешуйчатые структуры с меньшим радиусом кривизны.

Мы считаем, что время формирования базальтового слоя было примерно одинаковым для разновозрастных геосинклинальных систем и относится к верхнему протерозою. Оно совпадает с временем распада Пангеи I и образования океанических бассейнов между древними платформами.

По отношению к базальтовому гранитный слой сформировался в более позднее время: в каледонской геосинклинальной области — к концу нижнего девона, в герцинской — к концу нижнего триаса, в альпийской — к концу палеогена. После формирования гранитного слоя на базальтовом накапливались чехольные образования.

Предлагается следующая модель формирования консолидированной земной коры третьего типа (зеленосланцевой).

Образование базальтового слоя связано, по-видимому с появлением в верхней мантии первого астеносферного слоя под зонами геосинклинально-складчатых поясов. Появление астеносферы в свою очередь обусловлено прорывом в верхнюю часть мантии огромной массы тепловой энергии в виде астенолинзы, которая вызвала раздвижение глыб литосферы в зонах геосинклинально-складчатых поясов. В образовавшихся зияниях обнажились разуплотненные породы верхней мантии — празенитовые сланцы. На их поверхность изливались базальтовые расплавы, продукты глубинной дифференциации мантийных пород. По-видимому, этими базальтами слагалась первая океаническая кора, а освободившаяся при этом вода заполняла первые океанические бассейны (Тихий океан).

В океанических бассейнах, занимавших обширные пространства, наряду с изменением базальтов накапливались кремнистые и карбонатные глубоководные осадки. Предполагается, что это накопление мощной призмы осадочных пород в океанических бассейнах, находившихся на месте геосинклинально-складчатых областей, происходило для каледонид в кембрий-ордовикское, для герцинид — в девон-каменноугольное, для альпид — в поздний триас — позднемеловое время в период сжатия и сокращения общей площади геосинклинальных бассейнов. Причины сокращения и сжатия территории обусловлены преобразованием самого астеносферного слоя. Понижение температуры в астеносферном слое, связанное с раздвигом глыб литосферы, приводит к изменению ее фазового состояния — переходу из жидкого в твердое, что, по-видимому, обусловило резкое сокращение ее объема под геосинклинальными областями. Значительное сокращение объема астеносферы в свою очередь вызвало уменьшение площади слоя в верхней мантии и погружение обширных участков геосинклинальных бассейнов вместе с осадочными и осадочно-вулканогенными обра-

зованиями, заполнявшими эти прогибы. В этот период холодная мантия и астеносферный слой еще не были в состоянии преобразовать океанические осадки в базальтовый слой коры из-за отсутствия достаточного количества тепла. Поэтому формирующаяся земная кора, по-видимому, состояла из разуплотненных пород верхней мантии и океанических осадков, образовавших два слоя различного состава и плотности.

В инверсионный период развития геосинклинальных областей (средний ордовик — в каледонидах, среднекаменноугольный период — в герцинидах, среднемиловый — в альпидах) в результате подготовка новой порции мантийного тепла в астеносферный слой она расплавляется и увеличивается в объеме. Увеличение объема астеносферного слоя вызвало смену знака тектонических движений, общий подъем территории геосинклинальных областей и инверсию прогибов, которые привели к смятию заполнявших их осадочно-вулканогенных толщ. Прогрев верхней мантии над астеносферой вызвал плавление ее самой верхней разуплотненной части, продукты которой образовали первый базальтовый слой коры. Смятие в складки осадочно-вулканогенных пород, их метаморфизм, а также шарьирование чешуй и пластин в этот период сопровождалось выжиманием в зонах разломов на поверхность мантийных пород и древней океанической коры.

В орогенный период (поздний ордовик — нижний девон в каледонидах, позднекаменноугольный — раннетриасовый в герцинидах, позднемиловый — позднепалеогеновый в альпидах), подъем и внедрение в уже смятую в складки осадочно-вулканогенную толщу легкоплавкой части, оставшейся от выплавления базальтов, приводит к формированию большого количества гранитондных плутонов, которые вместе с осадочными и метаморфическими породами уже на базальтовом слое образовали гранитный слой коры.

Таким образом, третий тип консолидированной коры (зеленосланцевого типа), представленный базальтовым и гранитным слоями, сформировался в различные промежутки времени на месте Северного и Южного Тянь-Шаня и Кокшаала, Северного и Центрального Памира, который последовательно соединил между собой участки более ранней консолидации. Так, третий тип консолидированной коры Северного Тянь-Шаня в нижнем девоне спаял первый тип коры Муюнкумо-Наратского древнего массива со вторым зеленокаменным типом Среднего Тянь-Шаня. В конце раннего триаса третий тип консолидированной коры Южного Тянь-Шаня и Кокшаала соединил второй тип коры Среднего Тянь-Шаня с первым типом коры Каракумо-Таджикского и Таримского древних массивов. В пределах Северного Памира третий тип спаял первый тип Каракумо-Таджикского региона с первым типом Южного Памира. На зону сочленения последних типов кор был наложен третий тип коры Центрального Памира, который возник в конце палеогена.

Описанный выше последовательный ряд кор третьего типа

сформировался в разное время на рифей-вендской древней океанической коре. При этом становление более молодых по возрасту кор третьего типа сопровождалось активизацией ранее образовавшихся типов кор. Примером может служить преобразование гранито-гнейсового типа коры (первого типа коры) Муюнкумо-Наратской части под воздействием процессов становления коры зеленокаменного типа (второго типа коры) Срединного Тянь-Шаня. Это воздействие (активизация) выразилось в диафторезе, метасоматическом преобразовании гранито-гнейсов с образованием в них пегматитовых гранитов. Ярким свидетельством воздействия процессов формирования третьего типа коры, образовавшейся в герцинский цикл в Южном Тянь-Шане, на смежный с ним второй тип Срединного Тянь-Шаня служили появление в его пределах вулканодуговых и телеоогенных интрузивных массивов.

Четвертый тип консолидированной коры заложился в конце палеогена и в настоящее время находится на начальной стадии своего развития. Это особый тип коры, по-видимому, сильно отличающийся от описанных выше. Мы полагаем, что этот тип коры формируется в трех разных тектонических обстановках: в условиях современных срединноокеанических поясов, на континентах, а также на переходных от океана к континенту зонах (краевых морях). На континентах он представлен палеогеновыми и более молодыми базальтами, излившимися в континентальных рифтовых зонах (Иссык-Куль, Байкал), в срединноокеанических подвижных поясах—базальтами срединноокеанических рифтовых долин, а в зонах краевых морей и в островных дугах—базальтами и островодужными вулканогенными и андезит-базальтовыми породами. Очевидно, что все отмеченные подтипы кор четвертого типа, формирующиеся в разных тектонических обстановках, по своему составу и строению не похожи друг на друга. Общее в них лишь то, что они не образуют самостоятельных массивов консолидированной коры, а только преобразуют уже имеющиеся типы. Это, по-видимому, связано с тем, что очаги, обуславливающие возникновение и формирование земной коры четвертого подтипа, лежат в астеносферном слое, находящемся на глубине более 400—700 км. Такое глубокое положение астеносферы вызывает рассеянную активизацию на довольно большом сегменте земной коры. В то же время относительно малая глубина расположения астеносферного слоя, наблюдающаяся при формировании ранее образованных кор первого, второго и третьего типов, позволила, сосредоточить активизацию на более локальных участках земли.

Отмеченные выше закономерности в формировании различных типов кор подчеркивают необратимость в развитии и эволюции Земли в целом. Каждый тип коры характеризуется своим набором эндогенных полезных ископаемых. Наложение процессов формирования одного типа кор на другие (активизация) вызывает

регенерирование ранее образовавшихся месторождений и рудопроявлений, а также формирование новых типов полезных ископаемых. Если для первого типа коры (гранито-гнейсового) характерны оловорудные месторождения, для второго (зеленокаменного) — медно-никелевые и железо-кварцитовые рудопроявления, а для третьего (зеленосланцевого) — золоторудные и редкометальные, то регенерация рудопроявлений, развитых в зеленокаменном типе кор, приводит к образованию иных, например, железорудных месторождений и т. д.

Таким образом, выявленные закономерности в становлении и развитии различных типов кор требуют нового подхода к построению тектонических карт, что позволит создать принципиально новые типы металлогенических карт.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Тектоника домезозойских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1977.
2. Ахмеджанов М. А. [и др.]. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1975.
3. Баратов Р. Б., Буданова К. Т., Буданов В. И., Попова Н. А. Полиметаморфические комплексы Таджикистана.— М.: Изд-во АН СССР, сер. геол., 1973, № 6.
4. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Изд-во Недра, 1974.
5. Белоусов В. В. О строении и развитии тектоносферы материков.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII.— М.: Наука, 1967.
6. Бухарин А. К. О двух тектонических секторах Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы//Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 52 (2), 1977.
7. Волочкович К. Л. Структура и развитие Тянь-Шаня//Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). Тр. ИМГРЭ.— М.: 1975.
8. Гарьковец В. Г. [и др.]. Металлогеническое районирование Узбекистана//Геологической отрасли Узбекистана 50 лет, САИГИМС.— Ташкент: 1976.
9. Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань)//Петрограф., сб. ВСЕГЕИ, № 4. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 73, Л., 1962.
10. Добрецов Н. Л., Бакиров А. Б., Палеозойды Средней Азии//Метаморфические комплексы Азии.— Новосибирск: Наука, 1977.
11. Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутин Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система//Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника.— М.: Недра, 1968.
12. Земная кора Узбекистана (по геолого-физическим и геохимическим данным)/Под ред. И. Х. Хамрабаева.— Ташкент: Фан, 1974.
13. Корсаков В. С., Мушкин И. В. Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирабулак-Знаетдинских гор (Южный Тянь-Шань)//ДАН СССР, т. 197, 1971, № 5.
14. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1975.
15. Мушкин И. В. К вопросу о составе и главных этапах эволюции консолидированной коры Южного Тянь-Шаня//Геотектоника, 1976, № 5.

16. Мушкин И. В. Основные черты петрологии двупироксеновых гнейсов Южного Тянь-Шаня//ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976.
17. Мушкин И. В. [и др.]. Важнейшие типы корово-мантийных разрезов Тянь-Шаня и Памира (по петрологическим данным)//ДАН СССР, т. 238, № 5, 1978.
18. Мушкин И. В., Ярославский Р. И. Об эклогитизации гнейсов и возможном значении этого процесса//ДАН СССР, т. 204, 1972, № 2.
19. Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение их виргаций//Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII (5), М., 1947.
20. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника, 1969, № 6.
21. Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1974.
22. Резвой Д. П. [и др.]. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня, Изд-во Львовского ин-та.— Львов: 1973.
23. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1985.

УДК 551.21(235.216.1)

Т. Ш. ШАЯКУБОВ, Т. Н. ДАЛИМОВ, В. П. КОРЖАЕВ,
Л. В. ШПОТОВА, Р. Н. АБДУЛЛАЕВ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ВУЛКАНИЗМА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тянь-Шань — крупная вулканическая провинция среди палеозойд Евразии, характеризующаяся своими особенностями, среди которых необходимо отметить: а) длительность проявления вулканизма от позднего архея до мела включительно; б) разнообразие типов вулканизма и извержений; в) высокую рудоносность вулканогенных формаций и т. д.

Общезвестно, что вулканизм и вулканогенные формации — один из надежных индикаторов геодинамических обстановок геологического прошлого. С этой точки зрения анализ важнейших рубежей вулканической активности и латеральных рядов вулканических формаций представляет определенный интерес, так как позволяет обрисовать в первом приближении основные черты геодинамики Тянь-Шаня от позднего архея до конца палеозоя включительно.

Архей-раннепротерозойский этап¹. Однозначных данных о магматизме и вулканизме архея Средней Азии мало. Имеющийся материал показывает, что в это время наиболее распространены продукты мафит-ультрамафитового магматизма, объединенные в габбро-перидотовую, метабазальтовую, пироксенит-перидотит-габбровую формацию (актюзская, кеминская свита, свита куйлю и др.). Восстановленный состав вулканитов соответствует низкокалневым

* Здесь и далее термин «этап» употребляется в свободном значении.

толентам, оливиновым базальтам (актюзская свита и свита куйлю). Некоторые исследователи к архею относят и метаморфизованную осадочно-вулканогенную ауминзинскую свиту Южного Тянь-Шаня. В юго-западном Памире заведомо архей-раннепротерозойскими являются породы хорогского ортокомплекса, представленные эклогитоподобными породами, ортогнейсами, гранулитами, восстановленный состав которых соответствует толентовым базальтам, пироксенитам, вебстеритам, лерцолитам.

Основной и ультраосновной состав вулканитов, ассоциация их с глубоководными осадками и другие признаки свидетельствуют о том, что в это время Тянь-Шань представлял собой часть крупного океанического бассейна, осложненного в некоторых районах (Южный Памир) рифтоподобными структурами.

Позднепротерозойский этап. На территории Тянь-Шаня преимущественно развиты гранитоидные образования при подчиненной роли вулканитов кислого и среднего состава. Гранитоидный магматизм проявлялся длительно (от 1,7 до 0,8 млрд. лет). Главные его особенности: а) в целом однообразный состав магматитов, обладающих натровым и в меньшей мере калинатровым типом щелочности, чем и обусловлено обилие в их составе плагиогранитов. Интенсивность гранитообразования падает с севера на юг, и в этом направлении наблюдается смена нормальных гранитоидов (Северный, Южный Тянь-Шань) формациями чарнокитов (Памиро-Нуристанский массив, Романитский комплекс); б) образование мелких штоковидных, дайкообразных тел, небольших плутонов, локализованных в гнейс-гранитных куполах; имеющих явно автохтонный облик, чем обуславливается удовлетворительная корреляция их состава с составом вмещающих пород; в) формирование массивов в условиях абиссальной и ультраабиссальной фаций глубинности.

Несмотря на небольшие площади распространения (Северный Тянь-Шань и его-западные отроги, Южный Тянь-Шань, Байсунская зона, Гармский блок, Курговатская зона Сев. Памира и др.) значение этих формаций для понимания общего хода развития земной коры очень велико. Позднепротерозойская эпоха гранитообразования длительностью от 1,7—1,8 до 0,9—0,85 млрд. лет однозначно свидетельствует о создании сплошной коры континентального типа на всей площади Средней Азии. Естественно, что формирование этой коры континентального типа было длительным и неодновременным и охватило примерно 0,9—1 млрд. лет.

Рифей-вендский этап. Характеризуется вспышкой континентального вулканизма в Северном Тянь-Шане и его юго-западных отрогах (бельчийская, бельтепшинская, ашутурукская свиты и др.). Вулканиды объединены нами в трахибазальтовую, трахибазальт-трахилипаритовую (с-в. Б. Нарына, жаргалачская свита, по К. С. Сагындыкову, А. Судоргину, 1984). Этот континентальный вулканизм свидетельствует о первой, весьма активной деструкции докембрийской коры, что приводит, в частности, к заложению

Киргизско-Терской рифтовой структуры, которая позже в кембрии и раннем ордовике оформилась в одноименную эвгеосинклинали. По-видимому, система гораздо менее значительных по масштабу рифтов закладывалась на территории современной Чаткало-Нарынской зоны, на что указывают фрагменты покровов и силлов трахибазальтов в Пскемском и Сандалашском хребтах.

На современной территории Южного Тянь-Шаня процессы деструкции и связанного с ним вулканизма не менее масштабны. Продукты толеитового и андезитового вулканизма здесь объединены в кумбулакскую, джургантаускую, иттынусайскую, чолчаратаускую свиты. В восточной части Южного Тянь-Шаня с этой эпохой деструкции связано образование субщелочных пород горифской толщи (Китармай-Ягнобская зона).

Анализ материала по осадконакоплению и вулканизму позднего докембрия и в некоторых случаях венда позволяет выделить вполне определенный латеральный ряд формаций. В этом отношении весьма показателен Северный Тянь-Шань. В осевой зоне рифта обнажаются меланократовый фундамент и связанные с ним разнообразные основные вулканы (Киргизско-Терская зона). На склонах континента, примыкающих к рифту с севера и юга (Карабалтинская и Чаткало-Нарынская зоны соответственно), распространены терригенные, вулканогенно-осадочные формации, сменяющиеся к югу платформенными мелководными образованиями.

Раннепалеозойский (кембрий — ранний ордовик) этап развития вулканизма Тянь-Шаня характеризуется тем, что сравнительно узкая трогообразная впадина Киргизско-Терского рифта перерастает в одноименную эвгеосинклинали. Основное тектоническое событие этого отрезка времени — отделение Казахского блока от Тарима и начало индивидуализации Тянь-Шаня.

Первый мощный пароксизм вулканической деятельности приходится на начало кембрия, когда формируются натровые базальты, сопровождающиеся небольшим объемом натровых липаритов, дацитов, позволяющих объединить их в контрастную базальт-липаритовую формацию. Плутонические формации представлены парными дайками габбро-диабазов, свидетельствующими о продолжающемся растяжении. Наличие яшм, кремней, фтанитов и других типов осадочных образований указывает на глубоководный характер осадконакопления. Как уже отмечалось, базальты этой эпохи вулканизма по химизму не совпадают с нормальными толеитами и тем более с т. н. «примитивными» базальтами океанов. По типу щелочности и другим вещественным признакам рассматриваемые породы близки к более «зрелым» типам базальтов.

Второй пароксизм вулканизма в этот этап приходится на конец — начало ордовика. В Киргизско-Терской эвгеосинклинали господствует андезитовый и андезито-базальтовый вулка-

низм, который завершается внедрением плагиолипаритов и плагиогранитов. Анализируя материал по магматизму, вулканизму и осадконакоплению, можно установить, что в это время весь Тянь-Шань представлял собой пассивную окраину атлантического типа Казахстано-Сибирского палеоокеана, осложненную системой рифтовых структур, часть из которых перешла в эвгеосинклинали, а часть так и осталась рифтами.

Ордовик-силурийский этап. Характеризуется разнообразным вулканизмом и плутонизмом. В результате субдукции океанической коры Киргизско-Терской эвгеосинклинали на север произошло спаивание Восточно-Казахстанского и Киргизско-Таджикского микроконтинентов. Зона субдукции трассируется поясом орогенных вулканитов (ширгийская свита; O_2 (?)).

Интенсивные горообразовательные процессы, шарьирование в Северном Тянь-Шане обусловили начало раскола и раздвига в Южном — в полосе Бесапано-Южноферганской зоны разломов, где формируется Букантау-Карачатыр-Алайский рифт, предваряющий становление одноименной эвгеосинклинали, заложённой на коре океанического типа. О заложении рифта можно судить по небольшим линейновытянутым телам офиолитов, свидетельствующих об обнажении меланократового фундамента в этой полосе. К этой же зоне приурочены формации щелочных и субщелочных базальтов, фиксируемых в разрезах среднего — верхнего ордовика — нижнего силура, распространенных в Северном Букантау, Северном Тамдытау, Северном Нуратау и Карачатыре. Осевая зона раскола проходила в полосе Бесапано-Южноферганского глубинного разлома, к югу и северу от которой, по-видимому, располагались образования континентального склона и шельфа с отличными друг от друга типами разновозрастных разрезов. В современной структуре обнажаются в основном только образования южного континентального склона. Букантау-Карачатыр-Алайский рифт разделил Киргизско-Таджикский континент на две части: северную, Киргизскую, являющуюся продолжением Восточно-Казахстанского континента, и южную, Каракумо-Таджикскую. К югу от него в пределах Каракумо-Таджикского континента в это время накапливаются в основном карбонатные, карбонатно-терригенные образования.

О разнообразии геодинамических обстановок в это время можно судить по пестроте и сложности латеральных рядов вулканических формаций.

Первый ряд объединяет орогенные магматические формации (диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиорит-гранитовая), являющиеся продуктами т. н. «водонасыщенных» расплавов. Этот ряд характерен главным образом для геосинклинальных зон. В микроконтинентах, надвинутых на эвгеосинклинали, в их краевых частях образуются континентальные субщелочные вулканиты и комагматичные малоглубинные интрузии (андезит-гранодиоритовая ассоциация, монцонитоидные комплексы и т. д.). В целом

этот латеральный ряд от микроконтинентов к геосинклинальным зонам фиксирует смену продуктов «маловодных» глубинных по уровню генерации исходных расплавов производными сугубо ко-ровых, «водонасыщенных» магм.

Второй латеральный ряд формаций приходится на силур и отличается от предыдущего однообразием (развиты главным образом лейкогранитовая, гранит-лейкогранитовая формации). Надо отметить, что ареалы магматизма в силуре расширяются за счет вовлечения территорий Чаткальской, Нарынской и Кураминской зон, где в это время появляются единичные тела гранитоидов (гранодиоритовая и гранит-лейкогранитовая формации). Очевидно, внедрением лейкократовых гранитов в Киргизско-Терской зоне завершается формирование новообразованной (ордовик-силурийской) коры континентального типа.

Третий латеральный ряд в О—S характерен для Южного Тянь-Шаня. В настоящее время установлено, что Южно-Тянь-шаньская геосинклинальная система разновозрастная. Уже упоминалось, что заложению эвгеосинклинальной Букантау-Карачатыр-Алайской зоны¹ предшествовали процессы активного растяжения и внедрения тел щелочных и субщелочных базальтов (елемесащинская свита).

К югу от этой структуры в Гиссарском и Зарафшанском хребтах, горах Кульджуктау, представлявших собой в это время континентальную окраину, формируются единичные тела базальтов, сопровождающихся кислыми вулканитами (базальт-липаритовая формация), проявление которых, на наш взгляд, трассирует в это время северную границу Каракумо-Таджикского палеоконтинента.

В силуре в Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинали, особенно в Южно-Ферганском прогибе, продолжается мощный базальтовый вулканизм, свидетельствующий о его дальнейшем расширении. К югу от нее (Зарафшанский, Гиссарский, Алайский хр.), в районах, представляющих собой окраину континента, магматиты развиты крайне ограниченно и представлены единичными проявлениями кислых эффузивов в виде туфовых покровов, небольших тел липаритов. Остальная часть (Юго-Западный Гиссар, Сев. Памир) в это время представляла собой, вероятно, платформу. В конце силура и начале девона (S_2 — D_1) в полосе хр. Кульджуктау — Зирабулак-Зиаэтдинские горы и басс.р. Ягноб наблюдаются излияния лав оливиновых базальтов, анкрамитов (оливин-щелочно-базальтовая формация). В настоящее время сохранились фрагменты продуктов этого этапа развития, но имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в этой полосе (Китармай-Ягнобская зона) произошло заложение еще одной более молодой рифтовой структуры (I). К югу от нее мы, как и в предыдущих случаях, видим накопление карбонатных отложений, указывающих на мелководные условия седиментации.

¹ Развитый здесь вулканизм Л. В. Шпотова датирует C_{1-2} (9).

Таким образом, три отмеченных ордовик-силурийских латеральных ряда вулканогенных и плутонических формаций указывают соответственно на следующие геодинамические обстановки, сменяющие друг друга с севера на юг: ареалы континентального вулканизма с проявившимися в них деструктивными явлениями на краю микроконтинента сменяются эпигеосинклинальной орогенной областью с альпийской складчатостью, процессами горообразования и мощного плутонического гранитоидного магматизма. Активные тектоно-магматические процессы в этих двух областях, вероятно, обуславливают раскол и раздвиг на территории современного Южного Тянь-Шаня, где закладывается Букантау-Карачатыр-Алайская и Атбаш-Хантенгрийская эвгеосинклинали, к югу от которых располагались амагматичная континентальная окраина атлантического типа, спокойный режим которой, возможно, нарушался рифтингом вдоль Китармай-Ягнобской зоны.

Девонский этап. Среди девонских вулканогенных образований могут быть выделены два принципиально разных типа: а) континентальный известково-щелочной и, в меньшей мере, щелочной вулканизм Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов; б) подводный, т. н. «геосинклинальный» базальтовый вулканизм Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганский прогиб и др.).

Эти два типа вулканизма соответствуют двум латеральным рядам вулканитов.

Первый объединяет породы трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой, трахибазальтовой и липаритовой формаций, которые проявились от D_1 до D_3 включительно. Как и в других областях, эти формации сопровождаются интрузивными аналогами (габбро-монцит-сиенитовой, сиенит-граносиенитовой формациями). Они образуют сложнопостроенные вулcano-плутонические ассоциации, формируются в наземных условиях, локализуются в многочисленных грабенах, кольцевых структурах, ассоциируют с молассами и характеризуются калиевым типом щелочности.

Латеральные изменения в этом ряду сводятся к следующему: а) с севера на юг (от Муюнкумо-Наратской зоны к краю Фергано-Кураминского массива, г. Писталитау) интенсивность и размах раннедевонского вулканизма резко падают, что выражается в сокращении мощностей, меньшем разнообразии пород, отсутствии и исчезновении их плутонических аналогов; б) росте в том направлении общей щелочности и, в первую очередь, K_2O . В этом отношении показательно появление в Сарыджазской зоне калиевых щелочных базальтов (токайлиашуйская свита).

Второй ряд формаций свойствен Южному Тянь-Шаню. В осевой зоне Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинали вулканы представлены толеитовыми базальтами, вариолитами и их субвулканическими аналогами: силлы и дайки габбро и диабазов.

Сейчас трудно ответить на вопрос о взаимосвязи девонского континентального и геосинклинального вулканизма Северного

и Южного Тянь-Шаня. Строгая синхронность проявления наводит многих на мысль об их генетической связи, выражающейся в погружении новообразованной океанической коры под континент в D_1 по древней зоне Беньоффа (Южно-Ферганский разлом), что и могло обусловить раннедевонский вулканизм в обрамлении Фергано-Кураминского микроконтинента. Но сокращение масштабов девонского вулканизма с севера на юг, особенно если иметь в виду Центральный Казахстан, не согласуется с этими представлениями. Поэтому не исключена связь континентального девонского вулканизма Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов с их казахстанскими аналогами.

Анализ латеральных рядов вулканогенных формаций девона позволяет выявить ряд особенностей геодинамической обстановки в Тянь-Шане для этого периода.

Во-первых, вся территория Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов, включая замкнувшиеся в это время каледониды, испытывает эпиплатформенный режим, для которого характерно образование равновеликих горстов и грабенов и накопление продуктов континентального вулканизма с субщелочной тенденцией и нередко антидромной эволюцией, что свидетельствует об усложнении континентальной коры. При этом в стабильных блоках (Муюнкумо-Наратский массив) процессы магматизма значительно интенсивнее и длительнее (D_1 — D_3 до C_1), тогда как в зонах, замкнувшихся в силуре, или бывших в силуре окраиной континентов, вулканизм развит слабее (так, в Чаткало-Кураминском регионе нет средневерхнедевонских вулканитов, и мощность D_1 несколько меньше).

Во-вторых, нигде в Средней Азии в это время нет орогенных областей с эпигеосинклинальным гранитоидным плутонизмом.

В-третьих, Южный Тянь-Шань, особенно его северная часть, продолжает оставаться ареалом геосинклинального развития, на что указывает расширение ареалов базальтоидного вулканизма в Южной Фергане, Султануиздаге, Атбаши-Хантенгрийской зонах.

Карбоновый этап. Характеризуется бурным и разнообразным магматизмом. Пестрое сочетание громадных по площади развития гранитоидных плутонов, ареалов геосинклинального и континентального вулканизма, проявившегося с достаточной полнотой во многих частях Тянь-Шаня, обуславливают специфику этого этапа.

Ранний карбон — рубеж, с которого начинаются индивидуализация и обособление Южно-Гиссарской, Байсунской, Мечетлинской, Северо-Памирской структурно-формационных зон и сохранившихся между ними блоков древней континентальной коры (Гармская, Курговатская зоны), т. е. в геосинклинальное развитие вовлекается новый крупный фрагмент Каракумо-Таджикского континента.

Северный Тянь-Шань (Муюнкумо-Наратская и Киргизско-Терскойская зоны и их обрамление) в это время представляет собой район, где развиты щелочные и субщелочные вулканы и сопровождающие их малоглубинные интрузии. В среднем и нижнем карбоне эта территория практически амагматична.

Юго-западные отроги Северного Тянь-Шаня (Чаткало-Кураминский регион) в это время представляют собой восточную часть крупного окраинно-континентального пояса известково-щелочного, субщелочного вулканизма (Кызылкум-Кураминский пояс).

Южный Тянь-Шань в карбоне является областью развития крупных плутонов гранитоидного магматизма. Но этот тезис справедлив для второй половины карбона и перми. В раннем карбоне в южном его секторе и на Северном Памире широко проявлен геосинклинальный вулканизм с базальтовыми и липаритовыми вулканогенными формациями. Рассмотрим латеральные ряды формаций.

Раннекарбонные геосинклинальные вулканы проявились в значительной части Южного Тянь-Шаня. Известно, что в это время происходит заложение ряда узких эвгеосинклинальных трогов (Мечетлинский, Северо-Памирский, Байсунский). Несмотря на сравнительно короткий отрезок времени, приходящийся на их собственно геосинклинальную стадию (визе — серпухов), в них образуется полный ряд геосинклинальных вулканических и интрузивных формаций. Латеральные вариации составов и масштабов этого ряда сводятся к следующему. В осевых зонах эвгеосинклинальных трогов формируются натровые базальты, габбро-диабазы, нередко пикриты, сопровождающиеся альпипитными гипербазитами (Мечетлинская зона, южный склон Гиссарского хребта). К северу в бортовых частях Османталинская зона) или там, где в геосинклинальное развитие были вовлечены блоки докембрия, проявляется кислый вулканизм при подчиненной роли базальтоидного (юго-западные отроги Гиссара). В еще более северных районах в рамках Зарафшано-Алайской зоны фрагменты этого ряда представлены андезитами и андезито-дацитами.

Еще один такой латеральный ряд раннекарбонных магматических образований известен в пределах Букантау-Карачатыр-Алайской зоны и его северного обрамления. Он заключается в переходе от натровых базальтов, пикрито-базальтов к трахибазальтам. Наконец, аналогичная латеральная формация известна и на Северном Памире, где подробно рассмотрена В. М. Стебловой и И. Наризневым (1982, 1983). По их данным, в осевой зоне эвгеосинклинального трога развиты умеренно- и малокалиевые толеитовые базальты, которые в бортовых частях (Дарваз-Заалайская зона) сменяются средними и кислыми разновидностями пород.

Таким образом, в раннекарбовое время в южной части Южного Тянь-Шаня, бывшего до этого пассивной окраиной континента, обособилось несколько структурно-формационных зон (Мечетлинская, Южно-Гиссарская, Северо-Памирская). Размещение раннекарбовых вулканогенных формаций показывает, что состав формаций функционально связан с типом субстрата. В осевых зонах раздвига преимущественно развиты базальтоиды, в краевых — контрастные формации, а там, где в геосинклинальное развитие вовлечены блоки докембрия, распространены однородные липаритовые формации.

Приведенные данные показывают, что к концу раннего карбона территория Южного Тянь-Шаня представляла собой сложный ансамбль раздвинувшихся континентальных блоков, между которыми располагались узкие трогообразные рифты с корой океанического типа (Букантау-Карачатыр-Алайский, Китарма-Ягнобский, Южно-Гиссарский, Северо-Памирский).

Средний и верхний карбон в истории развития Южного Тянь-Шаня и его обрамления занимает особое место. Это период наиболее активных магматических (плутонических) и вулканических процессов. Основным событием, которое повлекло за собой ряд вулканических и плутонических явлений, было надвигание Фергано-Кураминского микроконтинента на юг и погружение под него океанической коры Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинали. По-видимому, именно этим удовлетворительно объясняется линейный характер Кызылкумо-Кураминского пояса, обрамляющего с севера эвгеосинклинальные прогибы Южного Тянь-Шаня.

В среднем — верхнем карбоне на территории Южного Тянь-Шаня начинаются процессы шарьирования, складкообразования, завершившиеся массовым внедрением гранитоидов, которые трассировали столкновения отдельных блоков. Об этом свидетельствует согласованность ориентировки гранитоидных плутонов и общей структуры Тянь-Шаня.

Основным ареалом вулканизма в это время служит Чаткало-Кураминский регион, который, как уже упоминалось, является восточной частью Кызылкумо-Кураминского пояса. Карбовый вулканизм здесь начинается формированием субшелочной формации калиевых базальтов и трахитов (свита уя) в субмеридиональных грабенах. Следующая фаза вулканизма — образование в этих же грабенах пород андезито-дацитово-дацитовой формации. Наконец, карбовый вулканизм в Кураминской зоне завершается образованием системы субширотных (Шавас-Дукентский, Алтынтопканский, Алмалыкский) грабенов, выполненных игнимбритами дацитов, высокофлюидными автомагматическими брекчиями дацит-андезитов и др.

Обращает на себя внимание строгое хронологическое совпадение стадийности развития в это время Южного Тянь-Шаня и Чаткало-Кураминского региона, что подтверждает сделанный

ранее вывод о взаимосвязи и взаимообусловленности конструктивных (Южный Тянь-Шань) и деструктивных (Чаткало-Кураминский регион) стилей развития земной коры.

Пермский этап. В это время на всей территории Тянь-Шаня господствует орогенный магматизм. Весь Южный Тянь-Шань — это арена эпигеосинклинального гранитоидного плутонизма и проявления щелочного (нефелиновые сиениты) магматизма, связанного с условиями сжатия. В отдельных зонах (Мечетлинская, Южный Гиссар) в это время появляется т. н. сводово-вулканический рифтовый вулканизм субщелочного и щелочного характера (лучобская, казнокская свиты). Северный Тянь-Шань и его юго-западные отроги в это время представляли собой крупный ареал континентального рифтового вулканизма и подчиненного гранитоидного магматизма. При этом четко вырисовывается следующая зависимость: чем дальше от Южного Тянь-Шаня, тем интенсивнее растет в породах щелочность, особенно K_2O . Так, субщелочные базальты в Кураминской зоне сменяются эпилейцитовыми щелочными в Таласском Алатау, Сарыджазе, Нарыне.

По набору и специфике вертикальных и латеральных рядов формаций в Средней Азии могут быть восстановлены следующие геодинамические обстановки и уточнены их специфические особенности: а) эвгеосинклинальная; б) окраинно-континентальная; в) эпигеосинклинальная орогенная; г) континентальная рифтовая.

Об океаническом (протоокеаническом) режиме развития данных мало. Известно, что ему свойственно глубоководное осадконакопление, низкокалийевый толентовый вулканизм, который сопровождался разнообразными базитами и ультрамафитами. Исходя из того, что в архее—раннем протерозое упомянутые формации встречаются на довольно обширной площади (от Северного Тянь-Шаня до Южного Памира), можно думать, что это часть весьма крупного бассейна, который местами сопровождался своими океаническими (?) рифтовыми структурами.

Окраинно-континентальный режим может быть уверенно восстановлен для позднего докембрия, раннего и среднего палеозоя. Для него характерны слабый вулканизм, довольно спокойное терригенное осадконакопление, которое местами нарушалось образованием узких рифтовых структур. Поэтому пассивную континентальную окраину Тянь-Шаня в раннем и среднем палеозое целесообразнее было бы называть рифтогенной. Собственно эвгеосинклинальный режим Тянь-Шаня имеет свои специфические особенности, которые недавно были сформулированы: а) все эвгеосинклиналы закладываются на меланократовом субстрате путем раздвига и раскола древней континентальной коры и поэтому являются вторичными; б) слабый раздвиг и раскол обусловили ряд черт вулканизма: отсутствие или слабое развитие формаций однородных, примитивных толентовых базальтов, широкое развитие контрастных или последовательно дифференцированных формаций, «зрелость» базальтов, так или иначе указывающих на роль коро-

вого материала при их формировании (4); в) узкие линейные трогообразные формы, отсутствие формации окраинных морей, дискуссионность и недоказанность многих островодужных формаций. Именно эти особенности палеозойского вулканизма Тянь-Шаня резко отличают его от Урала, Кавказа и других классических эвгеосинклинальных областей. Континентальный рифтовый режим в Тянь-Шане также имеет свою специфику. По всем параметрам (геологическим, формационным) это режим «рассеянного» рифтогенеза с равноправными горстами и грабенами, известково-щелочным, щелочно-известковым и в меньшей мере щелочным вулканизмом. Окраинное положение некоторых поясов (например, Кызылкумо-Кураминского) наводит на мысль, что это были окраины тихоокеанского типа. Но отсутствие формаций внутренних морей, ряд петрографических и геохимических данных указывают, что упомянутые зоны ближе стоят к андийскому типу окраин.

Исходя из анализа вертикальных и латеральных рядов формаций, можно вполне определенно наметить два главных стиля эволюции земной коры Тянь-Шаня: а) конструктивный, б) деструктивный.

Первый из них характерен для докембрия и отличается четкой гомодромной последовательностью магматических формаций. Как уже указывалось, в ходе развития такого магматизма формируется первичная докембрийская кора континентального типа, индекс-формациями которой являются мигматит-гнейс-гранитовые, лейкогранитовые, диорит-гранодиоритовые формации. В палеозое этот стиль эволюции не был широко распространен. Он свойствен узким эвгеосинклинальным зонам (Киргизско-Терской, Букантау-Карачатыр-Алайской, Мечетлинской, Калайхумб-Сауксайской), в пределах которых создается разновозрастная новообразованная континентальная кора ($O-S$, C_3-P_1 соответственно). Именно для таких зон справедлив сформулированный нами ранее тезис о том, что массовые вспышки гранитоидного магматизма в них проявляются единожды. В этих структурно-формационных зонах новообразованная континентальная кора формируется относительно «быстро», что отмечали А. А. Москаковский (1975) и мы (3).

Деструктивный стиль эволюции направлен на взламывание, усложнение и разрушение докембрийской континентальной коры и в основном свойствен палеозою. С этой точки зрения все палеозойские и отчасти мезозойские эвгеосинклинали, заложенные путем раскола и раздвигания, являются вторичными. Общая эволюция магматизма ритмически-пульсационная и антидромная. Наиболее выразителен такой стиль развития в обрамлении Муонкумо-Наратского и Фергано-Кураминского микроконтинентов от O_2-3 до P_2 , а в областях завершенных каледонид и герцинид — от девона до поздней перми и раннего триаса. Показательно, что несмотря на очень активный и длительный магматизм в этих районах мощ-

ность коры не наращивается (в настоящее время она, как правило, меньше, чем в геосинклиналях) а, наоборот, отмечается ее сокращение и насыщение габброидами, представляющими собой не вскрытые эрозией реликты магматических камер (3). В отдельных зонах их объем достигает 45—50 тыс. км³, что позволяет говорить о некоторой базификации первичной континентальной коры и приобретении ею сиалически-фемического профиля. С этой точки зрения эволюция континентальной коры должна идти, на наш взгляд, от сиалического к сиалически-фемическому.

В архей-раннепротерозойскую эпоху, включая в некоторых районах и рифей, господствовал конструктивный стиль эволюции магматических процессов, приведших к образованию новой континентальной коры. Этот процесс не единовременный, на что указывает разный возраст гранитоидов. Так, наиболее древние — породы зугвандского и романитского комплексов, а относительно молодые — мингторского и бешторского. Венд — это тот рубеж, с которого начинают преобладать деструктивные процессы. Индикатором этого является нарушение гомодромности в последовательности магматических формаций, устанавливаемое в венде (Киргизко-Терскайская, Чаткальская, Нарынская, Зарафшано-Алайская и, возможно, Китармай-Ягнобская зоны), девоне (Северный Тянь-Шань и его юго-западные отроги), перми и мел-палеогене (Южный Тянь-Шань, Памир и др.). Таким образом, по вертикали (во времени) общая картина взаимоотношений двух стилей эволюции заключается в смене конструктивного деструктивным. Эта общая зависимость нарушается в новообразованных эвгеосинклиналях, где формируется ордовик-силурийская или карбон-пермская континентальная кора.

Эволюция магматизма по латерали представляется несколько иной. Во-первых, отмечается четкая миграция ареалов магматизма (базальтового, гранитоидного) с севера на юг (Э — О — S; Q — P₂; C₁ — P₂), что является индикатором необратимого процесса вовлечения в магмаобразование все новых блоков древней коры. При этом, чем больше корового материала вовлекается в магмаобразование, тем больше образуется кислых пород, намечается общий рост щелочности.

Во-вторых, деструктивные процессы и связанный с ними магматизм, с одной стороны, и процессы сжатия и складкообразования с гранитоидным плутолизмом — с другой, оказываются взаимосвязанными. Анализ латеральных рядов показывает, что в палеозое Средней Азии максимумы деструкции сосуществуют и четко коррелируются с фазами складчатости, с их гранитоидным плутолизмом. Так, ордовикский и силурийский пароксизм гранитообразования, последовавший за главной фазой складчатости в O₂ в геосинклинальных структурах Северного Тянь-Шаня, вероятно, вызывает раскол, образование грабенов в Муюнкумо-Наратской (на севере) и Букантау-Карачатыр-Алтайской, Атбаш-Хантенгрийской и других зонах Южного Тянь-Шаня (на юге).

Аналогичная картина в среднем карбоне и перми. Мощные складкообразовательные процессы, гранитоидный плутонизм, последовавший за ними в Южном Тянь-Шане и на Северном Памире, обусловили раскол и раздвиг Северного Тянь-Шаня с его щелочными и субщелочными интрузиями и вулканизмом, локализованным в грабенах.

Следовательно, эволюция магматизма и континентальной коры Средней Азии — это не однонаправленный монотонный процесс, ориентированный на увеличение объемов кислых магм, а гораздо более сложное, дискретное явление, состоящее из отдельных этапов и стадий, в течение которых происходит созидание, вламывание и усложнение первичной континентальной коры, сопровождающейся индивидуальными рядами формаций.

Анализ вертикальных и латеральных рядов магматических формаций в структурно-формационных зонах Средней Азии показывает, что в истории геологического развития этого региона в фанерозое, несомненно, имели место крупные горизонтальные перемещения. Однако оценить их масштаб трудно. Следствием этого является дискуссионность наличия в это время крупных океанических бассейнов с их примитивным базальтовым вулканизмом и гипотетическими островными дугами. Весь комплекс магматических и осадочных формаций свидетельствует о том, что в раннем и среднем палеозое Тянь-Шань и Памир занимали периферическое положение относительно Казахстанско-Сибирского палеоокеана, являясь его континентальной окраиной. Если учесть наличие ряда рифтовых структур, то эту окраину следовало бы называть рифтогенной. Сейчас ясно, что фиксистские модели эволюции земной коры не объясняют важнейших черт магматической геологии Средней Азии (протрузивный характер альпийно-типных гипербазитов, наличие меланжа, возрастное скольжение геосинклинальных формаций, явления деструкции и т. д.). Поэтому нам кажется обоснованной такая модель эволюции земной коры в палеозое, которая предусматривает наличие зрелого гранито-метаморфического слоя в позднем докембрии, ее последовательную деструкцию, взламывание и последующее зарастание. Известные в Средней Азии выходы офиолитов в этом случае рассматриваются нами как индикаторы крупных зон деструкции и древней континентальной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н., Далимов Т. Н. О явлениях деструкции фундамента Южного Тянь-Шаня//Узб. геол. ж., 1979, № 3.
2. Абдуллин А. А., Авдеев А. В., Паталаха Е. И. Магматизм Казахстана с позиций современных геотектонических концепций//Проблемы петрологии.— М.: 1976.
3. Далимов Т. Н. Кислый вулканизм складчатых областей.— Ташкент: Фан, 1981.

4. Далимов Т. Н., Абдуллаев Р. Н. Основные эпохи и латеральная зональность палеозойского рифтового и геосинклиналичного вулканизма Средней Азии//Тезисы. Эволюция магматизма в главнейших структурах земли.—М.: 1983, с. 31—33.

5. Далимов Т. Н., Рафиков Я. М., Ганиев И. Н. О явлениях рифтогенеза в верхнем палеозое Чаткало-Кураминских гор//Узб. геол. ж., 1984, № 3. С. 14—22.

6. Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмаобразования.— Новосибирск: Наука, 1979. С. 70—118.

7. Кнауф В. И. Тектоника. Чаткало-Кураминская область//Геология СССР. Т. XXV (КиргССР), кн. 2.— М.: Недра, 1972. С. 195—197.

8. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии.— М.: Наука, 1975. С. 145—172.

9. Шпотова Л. В., Ушаков В. П. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1981.

УДК 551.243.8:553.078(575.1—15)

А. Д. ШВЕЦОВ, В. А. ХОРВАТ

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОКПАТАССКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

В своих многочисленных трудах Х. М. Абдуллаев вопросу о значении зон глубинных разломов в рудогенезе отводил сравнительно небольшое место. Тем не менее, характеризуя металлогенические факторы, он определенное внимание уделял фактору тектоническому, считая, что «складчатые и разрывные структуры исключительно влияют на размещение различных типов месторождений..., на пространственное распределение рудных месторождений в отдельных провинциях и районах» (1).

Х. М. Абдуллаев подчеркивал, что выделение глубинных разломов и их изучение очень важно при геологическом и металлогеническом районировании. Обосновывая оригинальный принцип районирования территорий — принцип подвижности, он одним из первых в Средней Азии систематизировал свойства указанных структур. Он считал, что «подавляющая часть глубинных разломов продольная, т. е. совпадает с простираем геоструктурных элементов земной коры... Примером поперечных разломов в Средней Азии могут служить Таласо-Ферганский, ряд разломов Центральных Кызылкумов (*подчеркнуто нами — А. Ш., В. Х.*), Поперечно-Тяньшаньский и Каратау-Памирский. Они зачастую не выражаются системой обычных разломов...» (1, Т. VI, стр. 235—236). Указанные воззрения использованы во многих прогнозно-металлогенических построениях узбекистанских геологов 50—70-х годов, в частности по западной территории республики (В. Г. Гарьковец, О. А. Коновалов, В. П. Матяш, И. В. Мушкин, В. А. Хорват и др.).

Новым импульсом в изучении металлогении глубинных поперечных разломов Узбекистана послужили публикации (1968—1974 гг.) И. Н. Томсона и М. А. Фаворской, выдвинувших концепцию рудоконцентрирующих структур и охарактеризовавших признаки последних на примере Кличкинско-Дарасунской зоны Восточного Забайкалья (5). В иерархии подобных структур особая роль в рудоконтроле принадлежит нарушениям третьего порядка. Боль-

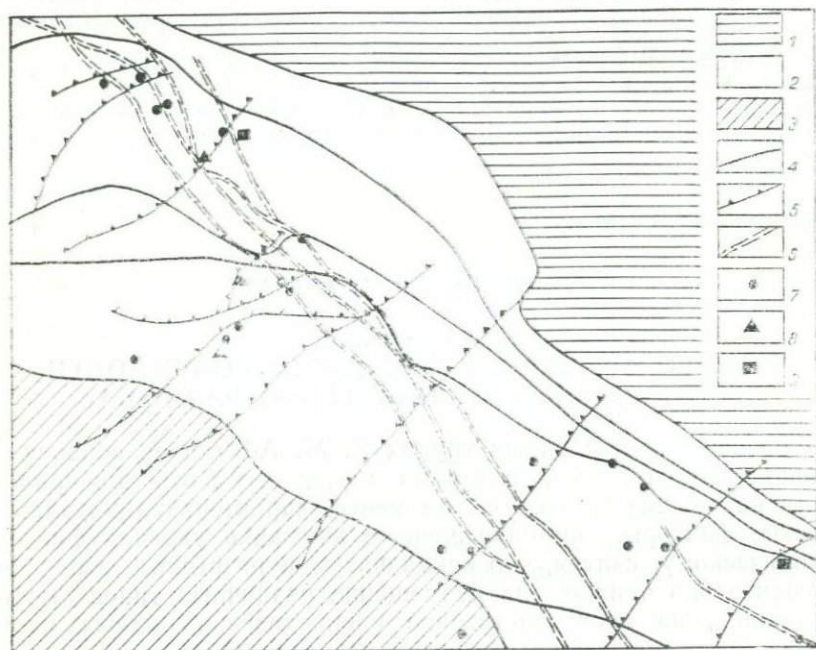


Рис. 1. Положение Кокпатасского сквозного разлома в геосинклиналино-складчатой области Южного Тянь-Шаня.

1 — Срединный Тянь-Шань, 2 — Южный Тянь-Шань, 3 — Юго-Западный Тянь-Шань, 4 — разломы, ограничивающие структурно-формационные подзоны, 5 — структуры анти-тяньшаньского направления, 6 — шовные зоны Кокпатасского сквозного разлома. Оруденения: 7 — золота, 8 — серебра, 9 — вольфрама.

шинство из них выявлено и охарактеризовано при дешифрировании дистанционных материалов в качестве зон повышенной трещиноватости. На геологических картах они отражаются чаще всего весьма схематично, поскольку их геологические признаки проявляются слабо. Эта главная особенность обусловлена длительным временем формирования и активным проявлением в зонах тектонических и эндогенных процессов, затушевывающих их местоположение. Особо подчеркивался сквозной характер рудоконцентрирующих разломов.

Одна из структур данного типа в Западном Узбекистане — Кокпатасский разлом. В качестве глубинного он впервые отмечен в работе М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, И. А. Фузайлова

(2), а на его рудоконтролирующее значение обратили внимание С. Д. Шер, В. М. Скляр (6, 7), В. В. Овечкин, А. Д. Швецов (3). Особенности геолого-геофизической обстановки Кызылкумского звена данной структуры выявил Н. А. Оранский (4).

В данной статье при характеристике Кокпатасского разлома использовались следующие критерии: тесная связь сквозных разломов со структурами начальных стадий формирования территории, сопряженность их с интенсивным магматизмом, проявления в смежных боках зон различных тектонических деформаций и складчатости и др.

Кокпатасская структура, по нашим представлениям,— это сложная многоосевая зона северо-западного простирания шириной до 50 км, которая под острым углом пересекает металлогенические и структурно-формационные зоны Южного Тянь-Шаня (рис. 1). Наиболее активно формировалась в предорогенное и орогенное время между периодами внедрения батолитообразных интрузивных массивов гранит-гранодиоритовой формации и «пестрыми» дайками второго этапа. О ее глубинной природе свидетельствуют приуроченность к отдельным швам гипербазитовых тел, ориентировка и морфология интрузивных массивов, флексуобразные изгибы (в плане) осадочно-метаморфических пород, формирование субпараллельных брахиантиклинальных складок, изменение конфигурации и интенсивности проявления полей геохимических аномалий и другие признаки.

Поведение геологических образований в боках главной зоны Кокпатасского разлома:

<i>Геологические образования и явления</i>	<i>Западный бок зоны</i>	<i>Восточный бок зоны</i>
Простирание северо-западных складок	280—300°	290—320°
Простирание северо-северо-западных складок	310—340°	320—360°
Углы падения слоистых толщ	35—70°	25—40°
Насыщенность площади мелкими складками	Низкая	Высокая
Насыщенность площади разломами	Низкая	Высокая
Простирание даек	280—300°	240—260°
Насыщенность площади дайками	Низкая	Высокая
Рудоносность	Низкая	Высокая

Металлогеническая роль Кокпатасского сквозного разлома заключается в заметном повышении интенсивности золотого оруденения в зоне его влияния и узловом характере размещения наиболее значительных объектов. Последние представлены единым генетическим рядом рудных формаций и сформировались в основном вслед за внедрением послебатолитовых даек. Рудный процесс на золоторудных проявлениях протекал в условиях сжатия (по оси 10—30°) при затухающих и малоамплитудных подвижках по рудовмещающим разломам.

Локальные условия размещения оруденения по обе стороны от сквозной структуры существенно различны.

В зоне разлома и Кызылкумском геотектоническом секторе

золоторудные проявления представлены в основном редкометалльно-золотой штокверково-жильной и мышьяково-золотой прожилково-вкрапленной рудными формациями. Рудные поля представляют собой клиновидные тектонические блоки и сложные мозаичные постройки в пересечении мобильных разломов, приурочены чаще всего к осевым и приосевым частям открытых антиклинальных складок. От интрузивных массивов удалены на расстояния свыше 2 км или вовсе пространственно с ними не связаны. Тяготеют к разновозрастным дайковым свитам, но локализируются с ними в различных системах разрывных нарушений. Рудовмещающие разломы представляют собой диагональные и продольные кулисные зоны с левосторонними сбросо-сдвиговыми перемещениями, где развиты зоны трещиноватости с автономными пластическими деформациями. Метасоматические преобразования, вмещающие оруденение, представлены формациями гумбеитов, березитов-лиственитов и аргиллизитов.

В границах золоторудных полей часто размещаются проявления более поздней (золото)-серебряной прожилково-жильной формации. Они имеют сходные с золоторудными проявлениями условия локализации, в связи с чем образуются комплексные руды.

В южной части зоны Кокпатасского разлома и Нуратинском секторе преимущественно распространены мышьяково-золотая жильная и полиметалльно-золотая прожилково-жильная рудные формации. Рудные поля здесь четко контролируются локальными зонами смятия и динамометаморфизма пород, где складчатость приобретает сжатый изоклиальный характер. Размещаются в эндо-экзоконтактовых частях интрузивных массивов, в одних разломах с дайками. Рудовмещающие разломы представлены сложными продольносекущими крутопадающими зонами, по которым преобладают взбросо-сдвиговые левосторонние подвижки; сместители заполнены брекчиями, милонитами и сопровождаются маломощными (до 10 м) зонами трещиноватости. В границах рудоносных зон развиты гумбеитоподобные и лиственит-березитовые метасоматиты.

Отмеченные отличия в вещественном проявлении и условиях размещения золотого оруденения в Кызылкумском и Нуратинском геотектонических секторах мы связываем с разной геологической обстановкой по обе стороны от сквозного поперечного разлома. Иначе, по формулировке Х. М. Абдуллаева, основные формы подвижности территории в указанных регионах разные. Особенно контрастно, как показано выше, это проявляется в тектогенезе и рудогенезе, намечаются отличия в магмогенезе и литогенезе. Это подчеркивает и автоматизированная систематизация геологических обстановок формирования золоторудных проявлений, выполненная В. М. Бурлаковым на машине ЕС 1055 М по программе агломеративной кластер-процедуры (рис. 2). Анализировавшиеся объекты охарактеризованы 48 группами рудоконтролирующих факторов, соответствующих по масштабу проявления стадии поисков. На

полученной дендрограмме четко выделено шесть кластеров (на уровне подобия 0,8), которые отвечают основным рудоносным узлам региона Западного Узбекистана, где значимые объекты Кызылкумского и Нуратинского секторов практически друг с другом не связаны.

Таким образом, фиксируется своеобразная барьерная функция зоны Кокпатасского глубинного разлома, позволяющая поновому представить смежную границу Кызылкумского и Нуратинского золотоносных районов (отметим, что барьерная функция

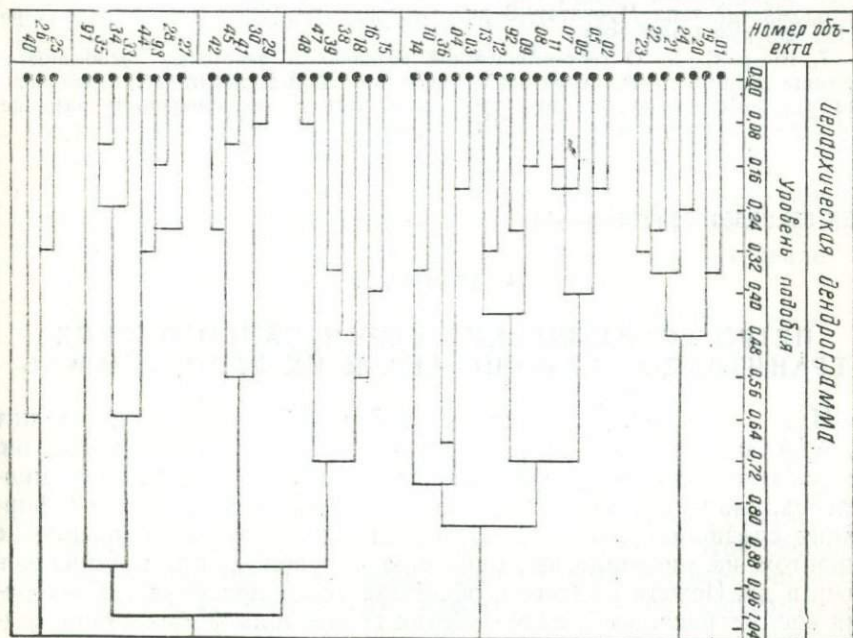


Рис. 2. Дендрограмма уровней подобия золоторудных проявлений Западного Узбекистана.

Объекты 1—23 расположены в Кызылкумском секторе, 24—45 — в Нуратинском, остальные — за пределами рассматриваемой территории.

структуры подчеркивается и характером распределения минерализации вольфрама, олова, ртути и других профилирующих элементов эндогенных руд Западного Узбекистана).

На основе изученных особенностей Кокпатасского сквозного разлома и диагностики его признаков разработана стратегия и технология прогнозирования благородных металлов с математической процедурой оценки прогнозных ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Собрание сочинений. Т. 1, VI.— Ташкент: Наука, 1964—1967.

2. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1967.

3. Овечкин В. В., Швецов А. Д. Основные черты структуры Кокпатакского рудного поля//В сб.: Вопросы изучения структур рудных полей Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1976.

4. Оранский Н. И. Положение Бозтау-Окжетпесского грабена в региональных структурах Кызылкумов//Узб. геол. ж., 1984, № 4.

5. Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Советская геология, 1968, № 10.

6. Шер С. Д., Скляр В. С. Условия образования и локализации месторождений типа Мурунтау//В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971.

7. Шер С. Д. О геотектонической позиции и некоторых особенностях строения золотоносных территорий Западного Тянь-Шаня//В сб.: Региональные рудоконтролирующие структуры, магматизм и закономерности размещения месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 10. М., 1974.

УДК 551.21.550.372.(235.216—13)

К. УРУНБАЕВ

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЕРИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ УЗБЕКИСТАНА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Идея типизации гранитоидов Средней Азии принадлежит Х. М. Абдуллаеву (1). При типизации магматических пород, основываясь на геолого-тектонических факторах, выделял миогеосинклинальный, эвгеосинклинальный типы и гранитоидные формации срединных массивов. В последующем это направление с акцентом на минералогию, геохимию и рудоносность развивалось нами и др. Исходя из этого и общеизвестного механизма образования кислых расплавов, палеозойские гранитоиды Узбекистана подразделяются на два класса: остаточный, являющийся конечным производом базальтовых, андезитовых и риодацитовых магм и анатектоидно-палингенный, зарождающийся в метаморфических толщах земной коры. В свою очередь, гранитоиды этих классов в зависимости от вещественного состава и характера исходного расплава делятся на три петрогеохимических типа: фемический, сиалически-фемический и сиалический (10). Их дальнейшее изучение показало, что каждый из этих петрогеохимических типов в зависимости от редкоэлементной нагрузки и петрохимических особенностей пород состоит из двух или трех серий (таблица).

Приводимое ниже минералого-петрографическое, петрохимическое и геохимическое описание охватывает все типы и серии гранитоидов за исключением мигматит-гранитовой серии, образовавшейся в архей-нижнепротерозойских толщах фундамента.

Фемический петрогеохимический тип состоит из гранитоидов толеитовой и андезитовой серий.

Гранитоиды толеитовой серии объединяют плагиограниты габбро-плагиогранитовой формации гор Султануиздаг, Тамдытау, Букантау и Южной Ферганы (11). Выходы пород описываемой серии обычно приурочены к крупнейшему в Узбекистане Кызылкумо-Ферганскому офиолитовому поясу. Обычно это тела небольших размеров (0,1—0,6 км²), тесно ассоциирующие с мафитами и ультрамафитами. В отношении их возраста существуют разногласия. Одни исследователи (9) рассматривают их как докембрийские, другие — (7), как верхнепалеозойские [D₃—C₂]. Радиологические данные для базальтов (габброиды) составляют 403—493 млн. лет, а для плагиогранитов — 389—396 млн. лет, что позволяет отнести их к среднему палеозою (O₃—S₁).

Породы рассматриваемой серии резко контрастны, характеризуются простой ассоциацией породообразующих минералов (Пл + PO + Би + Кв). По ассоциации собственно акцессорных минералов относятся к хромит-титан-магнетит-цирконовому типу. Минеральный парагенезис, их состав и температура кристаллизации свидетельствуют о формировании плагиогранитов этой серии в гипабиссальных условиях на глубине 1,5—2,5 км в интервале температур 660—560°C при P_{H₂O} = 0,1—0,5 кбар.

По классическим представлениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Л. Н. Боуэна, плагиограниты этой серии представляют собой продукт остаточного фракционирования ювенильного базальтового расплава. При этом направление их дифференциации частично сходно с дифференциацией Скаергарда (11).

Плагиограниты рассматриваемой серии по сравнению с прототипами (8) обогащены элементами семейства железа (V, Cr, Ni) и Cu, которые они, видимо, наследуют от исходного базальтового расплава. Перспективы минерализации в связи с этой серией в районе ограничиваются относительно малыми масштабами проявления самого магматизма. Возможно, по аналогии с другими районами (Урал) следует ожидать титан-магнетитовую, а также медно-никелевую с золотом и платиноидами минерализацию.

Андезитовая серия объединяет гранитоиды тоналит-трондьмитового и габбро-диорит-гранодиоритового рядов формаций гор Букантау, Кульджуктау, Северного Нуратау, Каратюбе, Зирабулака и Южного Гиссара. Это преимущественно среднекарбоневые гранитоиды (9), пространственно сопряженные с вулканитами андезитовой формации (C₁—C₂). По отношению к вулканитам интрузивы являются одновозрастными или более молодыми и формируются в раннеорогенную стадию развития Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

Результаты радиологических определений большинства выходов этих пород составляют 287—315 млн. лет, что позволяет отнести их к нижнему — среднему карбону.

Гранитоиды рассматриваемой серии по сравнению с предыдущими изучены достаточно хорошо. Установлены их фациально-формационная принадлежность и андезито-базальтовый характер

Схема петрогенетического разделения палеозойских гранитоидов

Генетический класс	Петрографический тип и серия	Формация [7]	Тип коры [12]	Геофизические параметры		
				тип и состав исходного расплава	V, км/сек [12]	
Остаточный	Фемический	Толетовая	$\frac{Hb}{H_2} \gg 1$ Уральский	Базальтовый* Плагиоклазовые эклониты, габбро амфиболиты	7,4— 7,7	
		Андезитовая			Андезито- Базальтовый Двупироксеновые гранат-пироксено- вые, амфибол-гран- ат-пироксеновые гнейсы	6,7— 7,4
		Габбро-диорит-гранодиоритовая				
	Сиалитско-фемический	Известково-щелочная (базальтовая)	Габбро-диорит-гранодиоритовая	$\frac{Hb}{H_2} \gg 1$	Базальтовый Кислые гранулиты, гиперстеновые и биотит-гранатовые гнейсы	6,1— 6,7
		Латитовая	Габбро-монзонит-сиенитовая			
		Монзонитоидная	Гранодиорит-адамелитовая			
Апгитовая (щелочной)		Лейкогранитовая				
Анатектоидно-палингенный	Сиалитический	Граносиенитовая	Кураминский	Риодацитовые сланцы, песчаники, кремнистые породы, вулканы и др.	5,5— 6,1	
		Мигматит-плагиогранитовая				
	Плюмазитовый	Магматит-гранитовая	$\frac{Hb}{H_2} \ll 1$ Южно-Тяньшаньский	(Гранито-гнейсовый слой). Архей-протерозой- ские биотитовые, гранат-биотитовые, коридеритовые пла- гиогнейсы, и кри- сталлические слан- цы, мигматиты, гра- нитоиды и т. п.	4,5— 6,0	
		Известково-щелочная				Мигматит-гранито-гнейсовая
		Адамеллит-гранитовая				Диорит-гранодиорит-гранитовая
		Аляскитовая				Аляскитовая

Узбекистана и их рудоносность. Составил К. Уруеваев с использо

Геологические параметры				Петрогеохимические
тектоническое положение	фашия глубин, км [5]	морфология тел	связь с вулканизмом	сп. об генерации гранитоидов
Зоны глубинных разломов офиолитовые пояса	Гипабиссальная 1,5—2 км; Rn_2O 0,1—0,5 к бар	Небольшие линзообразные тела	Парагенетическая	Остаточное фракционирование базальтовых магм
Соскладчатые. Ядро брахиантиклиналий	Мезоабиссальная 3—5 км $Rn_2O=0,5-1,5$ кбар	Крупные межформационные залежи, однодвухъярусные лакколиты и т. п.		Кристаллизационная дифференциация базальтовых магм
Блоковоразломная тектоника. Связь с глубинными разломами, вулкано-тектоническими депрессиями	Мезоабиссальная малых глубин 2,5—4; $Rn_2O=0,4-1$ кбар	Межформационные залежи, лакколиты, гарполиты, дополиты штоки аллохтонные	Генетическая	Кристаллизационная дифференциация андезитовых магм
	Абиссальная ультраабиссальная 8—10; $Rn_2O=2-4$ к б	Акмалиты инъекционные и т. п. автохтонные		Отсутствует
Послескладчатые зоны глубинных разломов, ядро складок	Гиппо-и мезоабиссальная 2,5—4 $Rn_2O=0,5-2$ кб	Крупные межформационные залежи, однодвухъярусные лакколиты		

нием материалов геологического картирования и научно-тематических

параметры	Минералогические параметры			
	Na ₂ O/K ₂ O	K/Rb	парагенезис породообразующих минералов	ассоциация акцессорных минералов
Безводный	1,9—4,5	900.—1100	Пл. [№ 30—50]; Дип. РО; Би кв	Хч; Маг; Цр; Ап; Пир. Пент; Х—пр; Сч—пик. Сом.—Си. Пирр.
Маловодный	1,0 2,0	350—500	Пл. [№ 25—35]. Пир. РО; Би; кв	Маг. Иль. Сор. Ап; Ру; Орт; Црр Грт.
	1,2—1,6	250—300	Пл [№ 20—40] РО. Би. кв Кпш	Маг; Цр; Сф; Орт; Пир; Мо.; Х—пир. Грт; Тур; Пирр
Умеренноводный	1,2 0,9	200—250	Пл. [№ 20—45] РО; Би; кв; Кпш	Маг; Цр; Ап; Тур; Фл. Ру. Мо. Ви.
	0, —0,7	150—180	Пл. [№ 15—20] Кв; Би; Кпш	Маг. Ап. Цр. Пир. Орт; Мп; Фе; Фл. Кас. Кол. Тор. У—син. Аз; Му; Бру. F—ап.
Водный	1,5—1,0			
	1,2—0,9	130—180	Пл. [25—40]; РО; Би. Кв. Кпш.	Маг; Иль; Ру; Ап; Орт; У—ор; МО; Ксе; Наэ; Тур.
	0,3—0,5	120—150	Пл [№ 15—20]	Ап; Шел. Мо, Тор; U—тр; Ксе, Ве

Рудоносность		Район распространения
Геохимическая специализация	Эндеогенные рудные формации	
$Fe_1 Ti Cn_1 V$ [Ni, Cr]	Титано-магнетитовая, медно-никелевая Y, Cr	Горы Султануиздаг, Тамдытау, Букантау
$Au, Cn W, As, Mo$ [Ag, Sb]	Золото-кварцевая с Си, золото-мышьяковая с Си, ртутно-сурьмяная	Горы Султануиздаг, Букантау, Кульджуктау, Сев. Нуратау, Гиссар. хр. и др.
$Fe Zn, Pb, Cu$ [Au, W, Mo, B]	Скарново-магнетитовая Скарново-полиметалли- ческая	Кураминский хр., юго- западные отроги Чат- кальского хр., Каржан- тау юго-западные отроги Гиссарского хр.
$Cu, Mo Ba, Sr, W, Au$ [Sn, B, Pb, Zn]	Медно-молибденитовая сфалерит-галенитовая	
$W, Sn F TR, Nb, Pd, Zn$ [Mo, Bi, Ab]	Кварц-флюоритовая с Pb, Zn, кварц-воль- фрамитовая, медно-вис- мутовая, кварц-ред- кометаллическая	
		Гиссарский хр. и его юго-западные отроги
$W, Mo Pb, Zn, Cu$ [An]	Скарново-редкометалль- ная с W, Mo, кварц-ше- елитовая, скраново-по- лиметаллическая	Ауминзатау, Юж. Нура- тау, Каратюбе, Зараф- шанский хр. Чаткало- Кураминские горы
$Sn W, Nb, Ta, TR$	Редкометалльные пегма- титы и грейзены	Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Каратюбе

исходного расплава (7). Им присущи как крупные (100—200 км²) многофазные массивы (Бокалинский, Каттаичский, Кокпатасский и др.), так и небольшие (5—10 км²) тела (Мадаватский, Шайдарский и др.). В целом это последовательно дифференцированные гомодромные образования габбро-трондьемит-плаггиогранитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций. Преобладающий тип пород для первого формационного ряда — тонолиты, трондьемиты, а для второго — диориты и гранодиориты. В зависимости от количества фемических минералов встречаются пироксеновые, роговообманковые и биотитовые разности. Большинство интрузивов этой серии формируется в мезоабиссальных условиях на глубине 3,5—4,5 км при T 660—850°C, P_{H_2O} = 0,8—1,5 кбар (5).

Минеральный состав трондьемитов — это олигоклаз, основной андезит (50—60%) таблитчатой формы зонального строения, ксеноморфный кварц (20—30%), калинатровый полевой шпат (5—15%), представленный микроклин-пертитом и ортоклазом, амфибол — обыкновенная роговая обманка ($c: Ng=18^\circ$, $2V=78^\circ$) и магнезиогастингсит ($c: Ng=13-14^\circ$, $2V=78-84^\circ$), биотит (13—15%) зеленоватый-коричневый ($Ng=1,650$, $Np=1,590-1,596$). Ведущие акцессорные минералы (г/т): магнетит-6570, ильменит-134, рутил-12, сфен-242, апатит-581, ортит-35, циркон-5 и др.

Усредненный минеральный состав гранодиорита (ср. из 85 шлифов, %): плаггиоклаз (35—40), амфибол (5—12), биотит (15—22), калиевый полевой шпат (20—25), кварц (18—22). Главные акцессорные минералы представлены (г/т): цирконом (80—100), сфеном (до 370), магнетитом (до 270), ильменитом (до 80), ортитом (175), турмалином, апатитом (до 260). Отмечается самородное золото (единичные знаки). Несмотря на существенные различия в минералогическом составе гранитоидов обоих формационных рядов, их химизм, особенно редкоэлементный состав, сходны. Прежде всего, охарактеризованные формационные ряды полностью гомодромные. Их многообразие обусловлено как процессами диффе-

Примечание. N_6 — отношение мощности базальтового слоя к гранитному. Сокращения (породообразующие минералы), Пл — плаггиоклаз, Ди — диопсид, РО — роговая обманка, Рк — пироксен, Ан — анортит, Аб — альбит, Ор — ортоклаз, Кпш — калинатровый полевой шпат, Кв — кварц, Би — биотит, Акцессорные минералы: Хг — хромит, Маг — магнетит, Цр — циркон, Ап — апатит, Пир — пирит, Пент — пентландит, Сч — пик-Хромдикатит, Х-пр — халькопирит. Самородные металлы — Au, Cu, Pb, Zn, Ru — рутил, Иль — ильменит, Сф — сфен, Орт — ортит, Грт — гранат, Мо — молибденит, Тур — турмалин, Пирр — пирротин, Фл — флюорит, Ми — монацит, Цир — циртолит, Орт — оранжит, Фер — фергусонит, Кас — касситерит, Кол — колумбит, Тор — торит, У — син-итросинхизит, Аз — анатаз, Бру — брукит, Флп — фторапатит, У — ортит-троортит, Ксе — ксенотим, Блом — блонстрандин, Наз — назит, Ше — шеелит, Утр — ураноторит, Ве — берилл, Му — муассонит, Ви — висмутин.

Fe — элемент, содержание которого в породе и минерале превышает кларки соответствующих пород от 3 до 5 раз и более; Cu — то же, от 1 до 3 раз; [Zn] — то же, в пределах кларка; V — пластовая скорость, км/с.

ренциации, так и разными типами базальтовой магмы, которые характеризуются общими для всех пород петрохимическими чертами — повышенной известковистостью ($C \leq 6$), железистостью ($f' < 55\%$), низкой щелочностью ($e \geq 40$).

В геохимическом отношении гранитоиды этой серии, особенно продукты ранних фаз интрузии, по сравнению с кларками соответствующих типов пород (3) содержат в 3—5 раз больше Au , Cu , в 1,5—2,5 раза Mo , W , As . При этом содержания таких гранитофильных элементов как Li , Kb , Nb , Ta существенно отличаются от содержаний этих элементов в прототипах (3). Содержание элементов семейства железа (Ni , Co , Cr) заметно ниже. Наибольшие вариации имеют содержания молибдена и вольфрама. Существенно возрастает концентрация летучих (F , Cl , CO). Особенно это касается хлора, количество которого в породе составляет 0,03%, в амфиболе 0,16, в биотите 0,19—0,25, в магнетите 0,04—0,05. Величина $K/Rb = 200—250$. Обычно в регионе с гранитоидами этой серии ассоциируют золото-кварцевая, золото-мышьяковая с медью и ртутно-сурьмяная формации.

Сиалически-фермический петрогеохимический тип объединяет гранитоиды известково-щелочной, латитовой и агпайтовой серий, Породы этих серий слагают основную массу пород магматических формаций Восточного Узбекистана (Кураминский, Чаткальский хребты и горы Каржантау).

К известково-щелочной серии относятся гранитоиды Карамзарского и Кызылсайского типов (4). Их радиологический возраст определяется рамками среднего — верхнего карбона (305—285 млн. лет), геологический — C_2 .

В тектоническом отношении породы рассматриваемой серии относятся к раннеорогенной стадии развития Кызылкумо-Кураминского вулканического пояса, заложенного на коре континентального типа.

Термодинамические параметры становления гранитоидных интрузий этой серии соответствуют условиям мезозоны: $P_{лит} \geq 0,7—0,9$ кбар, $P_{Н_2O} = 0,5—1$ кбар, $PO_2 = 10^{-8}—10^{-4}$ атм, $T_{магм} = 750—660 \cdot C^\circ$. Глубина формирования 2,5—4 км, глубина эрозионного среза = 0,5—1,5 км.

Большинство массивов сложено породами различного состава от габбро-диоритов до нормальных гранитов. Наиболее распространены гранодиориты и адамеллиты. Характерная особенность пород всех разновидностей — щелочной состав, что особенно заметно в породах поздних фаз с постепенным увеличением щелочей (при $K > Na$). Эволюция состава последовательных фаз этой серии отражается и на характере соответствующих парагенезисов породообразующих и ассоциаций аксессуарных минералов (табл. 1).

Так, для пород повышенной основности типична магнетит-гранат-сфен-апатитовая, а для кислых — магнетит-цирконовая ассоциация. Особенно примечательна постоянная аксессуарно-магнетитовая специализация.

Главные минералы пород ранних фаз (габбро-диориты): плагиоклаз № 52 — 70, оливин ($-22V=62-69$; $f'=49-60$), низкотитанистый авгит, салит ($pr=1,685-1,704$, $f'=19-29$), гиперстен ($-2V=48-56$, $f'=36-45$), биотит ($f'=31-46$), роговая обманка ($c Ng=16-30$, $f'=28-40$), ортоклаз ($Np: \perp (010) = 10-12^\circ$; $-2V=64-70$), в кварцевых диоритах постоянно встречаются кварц и авгит ($pr=1,686-1,693$, $f=27-32$). В гранодиоритах порфиновые выделения — микроклин ($Np: \perp (010) = 16-18^\circ$; $-2V=80-84^\circ$). Мелкозернистая часть сложена калишпатом ($Np: \perp (010) = 10-12^\circ$, $-2V=72-74^\circ$), плагиоклазом (АН 27—39), роговой обманкой ($c: Ng=17-21^\circ$, $-2V=58-68^\circ$, $f'=31-40$), биотитом ($f'=40-45$).

В петрогенетическом отношении рассматриваемая серия представляет собой совокупность пород базальтового и андезитового состава бедных водой ($H_2O=1,4-2,0\%$) и генерирующихся в условиях гранулитовой фации. Это подчеркивается характерными для всех разновидностей пород как петрохимическими данными (высокая глиноземистость, известковистость, щелочность, преобладание K_2O над Na_2O , повышенные количества магнезии, титана и железа), так и ассоциацией породообразующих минералов (обилие водосодержащих амфибола и биотита) и геохимическими данными.

Средние содержания редких и рассеянных элементов (Сг, Zn, Pb, Mo, W) в большинстве пород превышают кларковые от 2 до 5 раз, а содержание редких щелочей (Rb, Cs, Li), за исключением гранитов, ниже кларка при $K/Rb=250-400$.

С гранитоидами этой серии связаны различные скарново-рудные формации, особенно скарново-магнетитовая и скарново-гематитовая. Полиметаллическая минерализация образует небольшие самостоятельные объекты (скарново-полиметаллические) и присутствует в разных количествах в других формациях.

Латитовая серия объединяет, кроме эталонного Алмалыкского интрузива, сиениты, сиенито-диориты и монцонитоиды Ойджайляуского, Хандайлыкского, Келемчекского и Ташкескенского массивов. Большинство из них по форме залегания являются лопалитами, тяготеют к зонам глубинных разломов — Алмалыкского, Кумбель-Угамского соответственно и рвут нижнепалеозойские сланцы, визейские известняки. В свою очередь, они перекрываются породами акчинской свиты (C_2). Их радиологический возраст колеблется от 319 до 327 млн. лет, что соответствует геологическому.

Полифазные представители этой серии образуются в следующей последовательности: ранняя фаза — крупно- и среднезернистое габбро и биотит-гиперстеновые габбро-диориты, встречающиеся в виде ксенолитов и небольших штокообразных тел; главная фаза — сиенито-диориты, монцониты; поздняя фаза — кварцевые сиениты, граносиениты и их порфиновые фации и, наконец, жильные образования — сиенит-аплиты, мелкозернистые монцониты.

Габброиды состоят (%): из плагиоклаза (54—57), нескольких

генераций (An₃₅₋₄₀ до An₈₀) обыкновенной роговой обманки (15—28) и авгита. В сиенито-диоритах и монцонитоидах состав плагиоклазов (28—36%) варьирует от An₂₅ до An₆₀ ($2V = +65-84^\circ$, $\Delta_0 = =0,8-1,0$). Калишпаты (32—37%) представлены ортоклазом, ортоклаз-криптопертитом ($2V = 62-82^\circ$, $\Delta_0 = 0,5-0,7$), реже микроклином (5—7%). Биотит (6,8—11,0%) в виде пластинок, чешуек, табличек, развитых по амфиболу и пироксенам ($f' = 54-60\%$), относится к лепидомелану. Амфибол (1,2—3,0%) представлен обыкновенной роговой обманкой. Образует призматические и изометрические зерна ($C: Ng = +16-21^\circ$, $2V = 65-80^\circ$, $f' = 50-55\%$). Пироксены (0,9—1,2%) относятся к ряду диопсид-геденбергита ($C: Ng = 40-53^\circ$, $2V = +52-60^\circ$). Видовой состав аксессуарных минералов достигает 34 наименований (6). Наиболее часто встречаются (г/т): магнетит — 1035—3885, апатит — 704—1186, ильменит — 140—219, турмалин — 0,0—3,0, флюорит — 8,9—16,6, молибденит — 0,1—0,6, медь, олово металлическое — 0,005—0,01 и др.

Для химизма пород этой серии показательно неустойчивое содержание отдельных окислов, хотя средний состав ее соответствует мировому типу монцонита по Дэли. Породы изменяются от габбро и габбро-диоритов до кварцевых сиенитов, подчеркивая гомодромную эволюцию продуктов базальтового расплава. Выявлено также, что породы этой серии отличаются высокой калиевой щелочностью и повышенным по сравнению со средними типами содержанием железа, отчасти меди, кальция и магния, что позволяет считать их производными основной магмы. Причем сочетание повышенной основности с повышенной щелочностью характеризует их как определенную ветвь латитового развития этой магмы.

Эти факты наиболее отчетливы при сопоставлении количества редких и рассеянных элементов. Весьма важное геохимическое отличие пород рассматриваемой серии — высокое содержание в них, кроме железа и меди, бария и стронция — 1700 и 920 г/т соответственно в ранних продуктах (габбро и габбро-диориты) и практически не уменьшающееся в монцонитах, сиенито-диоритах главной фазы. Снижается оно в граносиенитах (870 и 460 г/т соответственно). Одновременно в монцонитоидах наблюдается относительно высокое содержание (г/т) свинца (30-34), олова (4—6,5), вольфрама (3—5) и золота, мало характерных для основных магм.

Обогащенность рассматриваемых монцонитоидов летучими ($F = 0,09-0,24\%$, $Cl = 0,08-0,12\%$) с одной стороны и щелочами ($\epsilon \geq 6,0\%$), в том числе и Rb (170—235 г/т) с другой дает основание предполагать, что их материнские расплавы можно рассматривать как начальные дифференциаты умеренно водной базальтовой магмы.

Специфика фациального облика пород, проявляющаяся в образовании краевых порфировых и порфировидных фаций, отсутствие пегматондных обособлений, небольшие масштабы контактово-ме-

таморфических преобразований вмещающих пород свидетельствуют о гипабиссальных (около 2,0 км) глубинах стабилизации массивов.

С интрузивами этой серии чаще всего ассоциирует прожилково-вкрапленная, медно-молибденитовая с золотом рудная формация и полиметаллическое (сфалерит-галенитовое) оруденение. Есть основание предполагать, что в связи с этой серией здесь в ближайшие годы будут открыты вольфрамовое (шеелитовое) и оловянное оруденение.

Агпайтовая серия объединяет лейкократовые граниты арашанского, чаркасарского и кызылторского типов (4).

В пределах Узбекистана зарегистрировано более 30 выходов. Среди них наиболее значительные Арашанский (200 км²), Майдантальский (220 км²), Чаркасарский (55—60 км²), Беданалисайский (10 км²), Оясайский (2—3 км²), Саргардонский (2—2,5 км²) и др. Общая площадь распространения пород этой серии составляет 350—450 км². Большинство из них приурочены к зонам глубинных разломов (Кумбельский, Куякольский и др.) или к кольцевым разломам, оконтуривающим вулканотектонические депрессии. Отмечается тесная пространственная и генетическая связь их с эффузивами (липариты, трахилипариты), нередко при непосредственном переходе в покровы. Их геологический возраст определяется как посленижнепермский, радиологический составляет 249—270 млн. лет.

По составу породы этой серии колеблются между щелочными гранитами и аляскитами. Формируются по схеме: 1) крупно- и грубозернистые порфиридные биотитовые, иногда амфибол-биотитовые граниты; 2) аляскитовые граниты — главная интрузивная фаза и наиболее поздние — сиенит-порфиры, кварцевые сиениты. Для многих массивов характерно зональное строение. Так, в апикальных частях Чаркасарского, Беданалисайского, Саргардонского массивов наряду с мелкозернистыми эндоконтактовыми разностями пород отмечаются шлировые и грубозернистые пегматиты и грейзенизированные апограниты, а в центральных — лейкократовые граниты. Минеральный состав (%): пертитовый калиевый полевой шпат (45—55), состав $Or_{40-70}-Ab_{30-60}$, кварц (25—30) и плагиоклаз (17—30) при незначительном (от 3 до 7%) содержании биотита (флогопит-аннит) и амфибола (гостингсит, рибекит). Калишпаты относятся к группе промежуточный ортоклаз ($-2V=64-80^\circ$) — решетчатый микроклин ($-2V=82-85^\circ$). При этом ΔS в них от подошвы интрузивов к кровле изменяется от 0,5—0,6 до 1,0. Плагиоклаз представлен альбитом (An_{10-14} , $2V=\pm 70-80^\circ$). Размеры зерен полевых шпатов, их состав и степень упорядоченности значительно колеблются, подчиняясь фактору вертикальной и горизонтальной зональности.

В составе лейкократовых гранитов присутствует более 40 акцессорных минералов (6). Наиболее характерные из них (г/т): магнетит — 2207, ильменит — 4,0, уранинит — 2,5, флюорит — 1320,

вольфрамит — 17,0, берилл — 9, гадолинит — 5, фергюсонит — 13, муассонит — 1,5, торит — 4, касситерит — 4,5 и висмутин — 5.

Главная петрохимическая особенность пород этой серии — повышенная щелочность ($\Sigma = 70$, при $K/Na = 1,2-2,3$), лейкогранитовость ($45 > Q > 35$), низкая известковистость ($C \leq 2$) и умеренная железистость ($f' = 38$). По характеру щелочности все гранитоиды делятся на две группы: типичные лейкограниты и щелочные или субщелочные граниты. Типичным примером лейкогранитов служат Арашанский, Саргардонский массивы, а субщелочных — Беданалийский, Оясайский и частично Чаркасарский интрузивы. Повышенная роль щелочей, особенно калия, вырисовывается более отчетливо в вулканических фациях серии, где образуются комендит и пантеллерит. Все это сближает породы рассматриваемой серии как с лейкогранитом, так и с щелочноземельным гранитом Р. Дэли. Различия между ними становятся отчетливыми при сопоставлении содержаний в них редких и рассеянных элементов и коэффициента агпаитности ($K_{ар}$). Так, большинство представителей лейкогранитов содержат W, Sn, Rb на уровне редкометалльных гранитов при $K_{ар} = 0,9-1,2$ (2), а щелочные и субщелочные различны по содержанию Nb, Ta, TR, V и F соответствуют агпаитовым гранитам Южно-Габийского пояса (8). Особенно это относится к фтору (0,2—0,45%) редким землям ($\Sigma TR = 0,052-0,084\%$), ниобию (30—66 г/т) и танталу (6,6—7,2 г/т), характерным для приконтактовых и апикальных частей интрузивов, отличающимся относительно высоким (1,7—1,9) коэффициентом агпаитности. Все это и геологическое положение фациально-формационные особенности лейкогранитов и щелочных гранитов позволили объединить их в единую агпаитовую серию. Не менее важно и то, что рассматриваемые породы специализированы на фтор, олово, вольфрам, редкие земли, рубидий, обычно присущие гранитам агпаитовой серии (8).

С гранитоидами этой серии отчетливо связаны проявления кварц-вольфрамитовой, медно-висмутовой, кварц-флюоритовой минерализаций.

С точки зрения генезиса гранитоиды этой серии представляют продукт селективного выплавления корового (сиалического) материала при активном взаимодействии глубинных базальтовых магм (12).

Сопоставление геолого-структурного положения, фациально-формационной принадлежности, химизма и минералого-геохимических особенностей показывает четкую обособленность гранитоидов остаточного класса от анатектоидно-палингенового. Разнообразие пород первого класса зависит от вещественного состава родоначальных «базальтовых», «андезитовых» магм, а второго — от вещественного состава гранитизируемого сиалического субстрата. При этом принцип и содержание остаточного гранитообразования во всех случаях оставались аналогичными — кислые расплавы обособлялись в результате котектической кристаллизационной дифференциации базальтовых, андезитовых магм, основность кото-

рых обуславливалась, вероятно, глубиной зарождения магматических очагов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии.— Собр. соч., т. V, Ташкент: 1965. С. 285.
2. Беус А. А., Северов Э. А., Ситин А. А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты).— М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 1—196.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры//Геохимия. 1962. № 7.
4. Гранитоидные формации Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1970. С. 206.
5. Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1972. С. 210.
6. Каталог интрузивных массивов Узбекистана.— Ташкент: Фан. 1975. Ч. I. С. 256; Ч. II. С. 429.
7. Магматические формации и фашии Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1977. С. 336.
8. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977. С. 280.
9. Туляганов Х. Т. [и др.]. Карта магматических комплексов Узбекской ССР.— Ташкент: Фан, 1984. С. 345.
10. Урунбаев К. Петрогеохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов Тянь-Шаня//Тезисы докладов IV регионального петрографического совещания.— Ташкент, ноябрь, 1983 г. С. 81—83.
11. Урунбаев К. Петрогеохимические серии плагиогранитов Южного Тянь-Шаня.— Геохимия. 1987. № 12.
12. Хамрабаев И. Х. Генетические типы гранитоидов Средней Азии и их рудоносность.— Фрунзе: Илим, 1978. С. 5—17.

УДК 552.322:553.061 (235.216—13)

Х. Р. РАХМАТУЛЛАЕВ

ДАЙКИ И ОРУДЕНЕНИЕ ПОЗДНЕОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ГЕРЦИНИД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Вопрос «дайки и оруденение» интересовал многих исследователей (Х. М. Абдуллаев, А. А. Абдулин, Х. Н. Баймухамедов, К. Л. Бабаев, Ю. А. Билибин, О. М. Борисов, М. Б. Бородаевская, Н. И. Бородаевский, Ф. И. Вольфсон, Т. М. Воронич, П. Ф. Иванкин, А. К. Каюпов, В. С. Коптев-Дворников, В. А. Кузнецов, И. М. Мирходжиев, Е. А. Радкевич, И. Х. Хамрабаев, С. Д. Шер, Ф. К. Шипулин и др.). Х. М. Абдуллаев один из первых обратил внимание на металлогеническое значение дайковых образований. В его монографии «Дайки и оруденение» обращается также внимание на роль структур в размещении даек, причины петрографического разнообразия даек, отношение даек к постмагматическим рудопроявлениям, значение даек в решении генетических вопросов

эндогенного рудообразования и др. Он подчеркивает, что «наложенная постмагматическая минерализация имеет большое значение в

Ряды магматических и рудных формаций ранне- и позднеорогенных этапов развития герцинид Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

Составлено с использованием данных Х. М. Абдуллаева, Х. Н. Баймухамедова, К. Л. Бабаева, Э. П. Изоха, З. А. Юдалевича, И. Х. Хамрабаева и др.

Тектоно-магматический этап	Магматический ряд формации	Магматическая формация (группа лаек)	Семейство рудных формаций	Ряды рудных формаций
Позднеорогенный (конец Кунгурского века P-T ₁)	Порфир-порфиритовый	Дайки диабазовых, долерит-диабазовых порфиритов и лампрофиров Дайки лампрофиров, диоритовых, сиенито-диоритовых порфиритов, грандземит- и тонолитпорфиров	Ртуть-сурьмя-мышьяк-серебро-золото-вольфрам-оловорудное	Сурьяно-ртутнорудный
		Дайки лампрофиров, диоритовых порфиритов и турмалинсодержащих мелкозернистых гранитов (?) Гранитовая Гранодиоритовая Диоритовая		Серебряно-золоторудный Вольфрамово-золоторудный Оловорудный (турмалиново-сульфидный)
Раннеорогенный (Гижельский век С ₃ —Кунгурский век P ₁)	Диорит-гранодиорит-гранитовый	Аляскит-лейкогранитовая Гранитовая Гранодиоритовая Диоритовая	Медь-мышьяк-золото-вольфрам-оловорудное	Грейзеново-редкометалльный Пегматитоворудный Скарново-вольфрамово-золоторудный
	Тонолит-трондземитовый	Трондземитовая Тонолитовая	Свинец-цинк-медь-молибден-золоторудное	Кварц-карбонат-гематит-медно-золоторудный Скарново-молибденово-медно-золоторудный

постмагматическом рудообразовании и во многих случаях, когда бывает связана с дайками, является промышленной» (1, стр. 297).

В свете этого в настоящей статье автор рассматривает дайки

и оруденение позднеорогенного этапа развития герцинид Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий (таблица). Дайки порфир-порфиритового ряда формации, сформированные после общей консолидации региона, образуют пояса и пучки главным образом субширотного простирания. В пределах Нуратино-Туркестано-Алайской металлогенической зоны в краевых зонах Курамино-Ферганского срединного массива (Северотамды-Южноферганской и Букантау-Моголтауской) они приурочены к осадочно-метаморфическим породам — от докембрия до карбона включительно. В пределах же Зарафшано-Гиссарской металлогенической зоны рассматриваемые дайки пересекают гранитоидные (C_3 — P_1) и осадочно-метаморфические (от ордовика до карбона включительно) породы, но зонально располагаются по отношению к массивам лейкократовых гранитов и др. IV фаза) диорит-гранодиорит-гранитового ряда формаций (Зирабулак-Знаэтинские горы и др.).

Элементы зонального размещения рассматриваемых дайковых образований и рядов рудных формаций особенно четко проявляются в западной части региона. Дайки порфир-порфиритового ряда формаций перестрого состава по характеру проявления отвечают антидромному ряду (табл.), а в их размещении наблюдаются элементы вертикальной и горизонтальной зональности. Эти категории зональности проявляются как в телах отдельных даек, так и в пределах дайковых пучков или поясов и районов в целом (Кокпатасский, Бесапан-Сугралинский, Кульджуктауский, Карнаб-Кочкарлинский и др.). В пределах Бесапан-Сугралинского дайкового пояса (Южный Тамдытау), по данным И. П. Заревич, В. Н. Ушакова (1965), отмечается зональность в теле одной дайки (район Сугралы) — лампрофиры с глубиной постепенно сменяются сиенито-диоритовыми порфиритами, аналогичный переход отмечается и на срезе дайки — от периферии к центру. Подобные переходы наблюдались в диорит-порфиритах Ухума (Сев. Нуратау), в южной части Зирабулакских гор (5, 6) и в Кульджуктау (6).

В размещении даек Бесапан-Сугралинской полосы отмечается горизонтальная зональность: северная полоса даек отвечает среднему — основному составу с щелочным уклоном, а центральная — с щелочным и кислым. Лампрофировые дайки — наиболее распространенные среди жильных пород дайкового пояса. Протяженность их достигает 2 км, мощность 1,5—8 м. Особенно широко развиты они в западной части пояса. Лампрофиры совместно с сиенито-диоритовыми порфиритами сгруппированы в самостоятельные дайковые пучки протяженностью от 4 до 17 км. Кроме того, отмечаются некоторые элементы вертикальной зональности в размещении дайковых образований пояса, на западе развиты, главным образом, спессартиты, а к востоку возрастает количество даек сиенито-диоритовых порфиритов. В пределах рудного поля Мурунтау дайки размещаются в пяти бессистемно расположенных рядах пучков, как бы окаймляющих рудное поле и имеющих кислый и щелочной состав с профировой и сферолитовой структурой, а дайки

сиенито-диоритовых порфиритов обнажаются лишь в нижних (ниже 250 м от современного эрозионного среза) горизонтах рудного поля. На поверхности встречаются сиенит- и монцонит-порфиры, обладающие также субширотным простиранием. Характерно, что отмеченное склонение даек порфир-порфиритового ряда формаций с запада на восток является общим и, видимо региональным, как и для рудных образований. Это четко прослеживается в Бесаян-Сугралинской полосе и Караулхана-Зармитанской рудной зоне (рудные поля Мурунтау, Зармитан) и др.

Анализируя размещение рядов рудных формаций по отношению к рассматриваемым выше дайковым образованиям пояса, отличающегося от отмеченной горизонтальной рудной зональности Бесаян-Сугралинской полосы (5), расположенной в Южно-Тамдынской части Северо-Нуратинско-Каузанского антиклинория, можно заметить следующее: к лампрофир-сиенито-диорит-порфиритовой полосе пояса, которая размещена параллельно экранирующей надвиговой поверхности и подошве карбонатных образований девона, приурочиваются ртутные и сурьмяные проявления сурьмяно-ртутнорудного ряда формации. Последние локализируются в карбонатных толщах девона, образуя зону, располагающуюся параллельно дайковой полосе (Аулия-Куджумды, Северное Косман-Ачи, Капканное и др.). Она прослежена севернее. У самой полосы даек или южнее ее в осадочно-метаморфических образованиях ордовика под карбонатным металлогеническим барьером размещаются серебряно-золоторудные тела одноименного ряда формаций (Косман-Ачинское, Бесаянское, Южно-Бесаянское и др.).

В пределах развития даек кислого состава с порфириновой, сферолит-порфириновой структурой сиенито-диорит-порфиритового, монцонит- и сиенит-порфиринового составов в осадочно-метаморфических породах докембрия проявляются собственно золоторудные или вольфрамово-золоторудные формации вольфрамово-золоторудного ряда формаций (рудное поле Мурунтау, древние выработки Джургантау и др.). Намеченная вертикальная, а также горизонтальная зональность подтверждается элементами-примесями в самородном золоте двух вышеотмеченных рудных зон Бесаян-Сугралинской полосы: на Южно-Бесаянском рудопоявлении содержание сурьмы в электроме составляет 0,08—0,2, а свинца — 0,003—0,03%, в то же время в центральной части Мурунтауского рудного поля сурьма и свинец в золоте отсутствуют (3).

Пространственное размещение и ассоциация с дайками порфир-порфиритового ряда кварц-кальцит-киноварных, кварц-антимонит-серебро-золоторудных и кварц-полевшлат-арсениpirit-золоторудных формаций и субформаций соответственно сурьмяно-ртутнорудного и вольфрам-золоторудного рядов формаций гор Кульджуктау аналогичны Бесаян-Сугралинской полосе (Южный Тамдытау), хотя Кульджуктау и является представителем синклинирной Таушано-Зарафшанской зоны. Проявления сурьмяно-ртутнорудного ряда формации здесь также приурочиваются к полосе карбонат-

ных образований силура и девона: кальцит-киноварная субформация — исключительно к карбонатным породам, а кварц-антимонит-серебро-золоторудная — к зонам нарушений субширотного простирания среди известняков, доломитовых известняков, реже к углисто-графитовым сланцам ордовика и карбона. Она ассоциирует с окварцеванием, доломитизацией и графитизацией пород. Кварц-альбит-пирит-арсенопирит-золоторудная (электрумвая) субформация приурочена к зонам нарушений широтного и субширотного простирания и локализована в участках пересечения разломов северо-восточного направления в отложениях среднего ордовика и нижнего карбона. Сопровождается широко развитыми околорудными изменениями — окварцеванием, пиритизацией, серицитизацией и в целом березитизацией пород. Эти зоны минерализации контролируются дайками (диоритовые порфири-ты и др.) порфир-порфирового ряда формаций.

Отмеченная закономерность размещения рядов рудных формаций в пространстве по отношению к дайкам пояса есть, по-видимому, горизонтальное выражение вертикальной зональности позднеорогенных руд и даек рудного района Мурунтау (Бесаян-Сугралинская полоса) и Кульджуктауской перспективной полосы — зон минерализации. Дайковые пучки лампрофиров и диоритовых порфиритов также ассоциируют с касситеритоворудными образованиями. Они проявлены в пределах Карнабского, Кочкарлинского и в других рудных полях Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Алтын-Казганского — Южно-Нуратинских, Сары-Джаского (4) — в Инельчекских горах и др. Ассоциирующие с ними месторождения кварц-турмалин-касситеритоворудной и карбонат-касситеритоворудной субформации кварц-серицит-турмалин-доломит-касситеритоворудной формации, размещены телескопировано по отношению к рудным телам грейзен-кварц-касситеритоворудной формации. Последняя генетически связана с лейкократовыми гранитами заключительной фазы диорит-гранодиорит-гранитового ряда формации (C_3-P_1).

Рассмотренные выше примеры в регионе не единичны, что позволяет объединить дайки и рудные образования в единую рудно-дайковую систему.

Эта система объединяет, с одной стороны, порфир-порфиритовый дайковый ряд формаций, с другой — ртуть-сурьма-мышьяк-серебро-золото-вольфрам-оловорудное семейство формаций позднеорогенного рудно-магматического этапа герцинского тектоно-магматического цикла, и она соответствует петрометаллогеническому ряду магматических пород и месторождений Х. М. Абдуллаева (2). Исходя из этого дайки (группы даек) порфир-порфиритового ряда формаций могут служить поисковым критерием для месторождений отмеченного выше семейства формаций в пределах Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий.

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение//Собрание сочинений. Т. 4.— Ташкент: Наука, 1965. 320 с.
2. Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции//Собрание сочинений. Т. 5.— Ташкент: Наука, 1965. С. 155—345.
3. Ленцев И. П., Николаева Л. А., Бадалова Р. П. и др. К вопросу о распределении элементов-примесей в самородном золоте из различных месторождений//Тр. ЦНИГРИ, 1971. Ч. 1, вып. 96. С. 130—137.
4. Павловский А. Б. Некоторые черты металлогенической специализации Сары-Джазского рудного района//В кн.: Металлогения Тянь-Шаня.— Фрунзе: ИЛИМ, 1968. С. 250—252.
5. Уразаев Б. М. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 6. 1954. С. 41—43.
6. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане.— Ташкент: Изд. АН УзССР. 1958. 471 с.

УДК 553.064.32:549.761:53(092) (575.1—15)

Т. М. МАЦОКИНА-ВОРОНИЧ, М. С. КУЧУКОВА

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Шеелитоносность в Средней Азии установлена до революции Б. Н. Наследовым (1936), но после обнаружения Н. А. Смолениновым шеелита в Моголтау, а позднее в Лянгаре (1934) многочисленные месторождения шеелитоносных скарнов были открыты по всей Средней Азии (Б. А. Баскин, В. С. Мясников, И. Б. Магакьян, И. М. Евфименко, Н. А. Лосев, А. М. Москвин, И. К. Никитин, К. Л. Бабаев, И. А. Айзенштат, Л. С. Свидская, А. М. Енгальчев, В. М. Бирюков и мн. др.).

Их изучают многочисленные исследователи. Выходят и обобщающие работы. В частности, большое значение для того времени имела монография Н. Д. Ушакова, В. Э. Пояркова, А. В. Пуркина и др. «Материалы по геологии контактовых зон Средней Азии» (14). Особое значение приобретают работы Х. М. Абдуллаева. Появляются его статьи по месторождениям Рарз, Лянгар, которые он изучал детально, а в 1947 г. выходит обобщающая работа «Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии» (1). Она содержала богатый фактический материал по геологии, рудоносности и минералогии известных к тому времени скарново-шеелитовых месторождений и районов их распространения, а также ряд общих теоретических вопросов скarnoобразования, взаимоотношения скарнов и руд, связи с интрузиями, положением шеелитоносных скарнов и генетической классификацией рудных месторождений, поисковых критериев и т. д. Эта работа, а также монография «Очерк по металлогении Средней Азии» (2) послужили основой для всех последующих работ

по изучению скарново-рудных месторождений региона и не утратили своего значения и поныне.

В предлагаемой статье мы рассмотрим некоторые основные положения работ Х. М. Абдуллаева и попытаемся показать их значение для современной геологии (шеелитоносных) скарнов Узбекистана. Х. М. Абдуллаев первый обратил внимание на особенность территории в отношении скарнообразования и назвал ее провинцией шеелитоносных скарнов. Таких провинций в мире действительно не много (Бразилия, юго-западные штаты США, восточные склоны Кузнецкого Алатау, Средняя Азия). Здесь уместно сказать и об уникальности Узбекистана (включая прилегающие территории) в части скарново-полиметаллических месторождений. Более 40 лет эти месторождения служили основной базой нашей свинцово-цинковой промышленности, тогда как в других регионах на первое место давно вышли стратиформные полиметаллические месторождения. Есть в Узбекистане скарново-золоторудные, скарново-медные и другие скарновые месторождения.

В чем же особенность нашей территории, давшей обилие скарновых образований? Этот вопрос будет еще дискутироваться. Х. М. Абдуллаев причину образования скарнов видел в особенностях ассимиляционной специализации. По его мнению в результате различных типов ассимиляции возникают и определенные петрохимические типы интрузий. Из четырех выделяемых им типов ассимиляции возникновение шеелитоносных скарнов Х. М. Абдуллаев связывал с гранитоидной магмой, ассимилировавшей карбонатные отложения кровли, что привело к повышению основности и образованию адамеллит-гранодиорит-диоритового комплекса. По данным Х. М. Абдуллаева, которые подтвердили и последующие исследователи (6, 9, 10, 15, 17 и др.) и на которые ссылаются и по сей день (13 и др.), в Западном Узбекистане 70% скарновых проявлений вольфрама (и молибдена) ассоциирует с гранодиоритами и лишь 30% с биотитовыми, двуслюдяными гранитами, что Х. М. Абдуллаев связывал с глубоко эродированными интрузиями. Пространственную связь шеелитоносных скарнов с гранитоидами повышенной основности он подкреплял примерами из других регионов, в частности, Кузнецкого Алатау, юго-западной части США. Подмеченная им закономерность остается в силе и сейчас, хотя за прошедшие сорок лет выявлено немало скарнов с шеелитом в контактах гранитных интрузий (что в принципе не отрицал и Абдуллаев). Что касается генетической стороны этого вопроса, то в настоящее время петрологи для объяснения петрохимического разнообразия пород привлекают, помимо ассимиляции, и другие факторы: дифференциацию, мантийные процессы и т. д. Но все-таки именно для гранитоидных интрузий, с которыми связаны наиболее существенные скарново-шеелитовые месторождения, большинство петрологов признают коровое происхождение, что сог-

ласуется с особенностями строения земной коры Западного Узбекистана, ее зрелостью и мощным гранитным слоем (17). В одной из последних работ И. Х. Хамрабаев отмечает: «...в приконтактовой части Койташского, Зирабулакского и Актауского интрузивов, где имеются скарново-рудные тела, содержание СаО в гранодиоритах резко возрастает от 2—3 до 6—8%, что свидетельствует о наличии карбонатной ассимиляции...». В свою очередь, по проведенным расчетам, в 2,5—3 раза увеличивается дефлюидизация магмы, «эти особенности карбонатных пород и глубины становления интрузивов обеспечивают интенсивное выделение постмагматических флюидов, которые определяют продуктивность контактов гранитоидных интрузивов в благоприятных условиях» (14).

Х. М. Абдуллаев и все последующие исследователи шеелитоносных скарнов обращали внимание на большую роль фациальности интрузий, их морфологии. Он считал наиболее продуктивными мезоабиссальные интрузии. Об этом пишет в своей последней сводке и М. М. Повилайтис (для плутонических месторождений — 2—3,5 км). Сейчас появились новые факты. И. Х. Хамрабаев и др. говорят о продуктивности гипс- и мезоабиссальных условий. Бурение глубоких скважин может внести еще большие коррективы. Это касается и вертикального размаха. Обычно для скарновых месторождений характерен небольшой вертикальный размах (порядка 1 км). Сейчас появляются данные о более значительном интервале (1,5 км, по В. Н. Ушакову и др.). Нам представляется, что большое значение здесь будет иметь форма теплового поля интрузий, в свою очередь зависящая от его морфологии и, возможно, генетических особенностей. Сам Х. М. Абдуллаев считал, что и глубина образования скарновых месторождений, и их вертикальный размах — предмет дальнейшего изучения.

Хочется подчеркнуть значение морфологии контактовой зоны интрузий, а именно благоприятность для скарнообразования пологих контактов, что неоднократно подчеркивал Х. М. Абдуллаев и что взяты на вооружение все последующие авторы.

Х. М. Абдуллаев полностью разделял теорию Д. С. Коржинского о биметасоматическом характере скарнообразования, еще раз подчеркивая роль карбонатной среды как источника кальция для скарновых минералов, но при этом допускал возможность привноса какого-то количества кальция и в постмагматических растворах. А в осаждении самого шеелита и скарновых минералов подчеркивал роль «остаточного кальцита» в скарновых телах.

Особо важное значение Х. М. Абдуллаев придавал размещению продуктов контактового метаморфизма. Анализируя этот фактор, он отмечал, «что крупнозернистые мраморы по мере удаления от контакта с гранитоидными породами сменяются среднезернистыми, и далее мелкозернистыми разностями». В кон-

такте со скарнами известняки полностью перекристаллизуются. Степень перекристаллизации отражается и на характере рудоносности скарнов. Иногда эта зональность нарушается, среди мелкозернистых мраморов встречаются участки крупнокристаллических, что, по мнению Х. М. Абдуллаева, связано с «формами подземного рельефа массивов и действием поствагматических растворов» (1964). Эти факты хорошо подтверждаются последующими исследованиями (4, 17 и др.).

Зональное распределение продуктов метаморфизма более отчетливо проявляется в сланцах (в непосредственном контакте сланцы превращены в силлиманитовые и андалузитовые роговики). Образование «кальцитово-силикатовых роговиков» Х. М. Абдуллаев относил к началу формирования скарнового поля. Они более ранние, чем аллоскарны и пересекаются ими (стр. 389). Отмечал он и скарнированные роговики.

Анализируя изменение минералогического состава и структуры скарнов, Х. М. Абдуллаев связывал их образование с глубиной, отмечая, что крупнозернистые разности характерны для сравнительно глубокого эрозионного среза (Нуратинский, Зирабулакский, Каратюбинский рудные районы), а мелкозернистые плотные скарны менее глубинные (Зарафшано-Гиссарский рудный район).

Много внимания в работах Х. М. Абдуллаева уделяется минералогической зональности в скарново-рудных телах. Он отмечает, что гранатовый скарн гроссулярного состава тяготеет к контакту с интрузивными породами, и в случае приуроченности его к межпластовым отслоениям — к сланцам, что подтверждает заимствование Al_2O_3 из контактирующих пород. Пироксеновый скарн геденбергитового состава и отчасти гранат-андрадит, как правило, располагаются ближе к мраморам, иногда в значительном удалении от контакта. Здесь можно упомянуть трубчатые, в основном, геденбергитовые тела Алтынтопкана, андрадитовые жилы в мраморах Чаштепе (12).

Подмечены Х. М. Абдуллаевым и провинциальные типы минералогических разновидностей скарнов. Так, в частности, он выделял пироксен-гранатовый (лянгарский) тип, куда относил скарны Нуратинских, Зирабулакских и Каратюбинских гор и пирротиново-пироксеновый (зарафшанский) для Зарафшанского, Гиссарского и Алайского хребтов. Сейчас, естественно, появилось много новых материалов. Выявлены широко развитые везувиановые скарны (преимущественно в межпластовых телах Каратюбе и др.; (9, 10), более разнообразны сами минералогические типы (7 и др.). Но особенность Зарафшано-Гиссарских скарнов, заключающаяся в обильном выделении пирротина, остается. Х. М. Абдуллаев подчеркивал приуроченность шеелитовых руд к скарнам повышенной железистости (геденбергит, манган-геденбергит) и шеелитоносность объяснял общностью железо- и вольфрамсодержащих растворов.

Эти факты наблюдаются на большинстве месторождений указанных районов. Но последующим изучением минералогических особенностей скарново-шеелитовых месторождений Западного Узбекистана установлено (7, 10, 17), что скарны, обогащенные ирротинном (и другими сульфидами), присутствуют также в Нуратинском (Лянгар, Койташ) и других районах (Чуюн, Ингичка и др.), выявлено несколько генераций скарновых минералов, отличающихся по составу и типоморфным особенностям. В частности, наблюдается повышение железистости в пироксенах и других скарновых минералах от ранних генераций к более поздним. При этом установлено, что промышленные концентрации шеелита ассоциируют с более железистым пироксеном (геденбергит, мангангеденбергит), реже гранатом, везувианом (Каратюбе, Джам и др.), претерпевшими перекристаллизацию и регенерацию в стадии кислотного выщелачивания. Поздние скарновые минералы отличаются от ранних разновидностей увеличением размеров кристаллов и их морфологией (7).

Хабиб Мухамедович связывал шеелитоносные скарны с интрузиями, в контактовых зонах которых они образовались генетически. Подразумевалась металлогеническая специализация на вольфрам, а одновременность процесса подкреплялась многочисленными пересечениями скарнов с рудой жильными дериватами (аплитами, лампрофирами), что подтверждают и другие исследователи (5, 8, 15 и др.).

В настоящее время И. Х. Хамрабаев и его ученики (Э. И. Искандаров, П. Азимов и др.) подтвердили на фактическом материале генетическую специализацию на вольфрам интрузий скарново-шеелитовых полей Западного Узбекистана. Однако, как нам представляется, заслуживает внимания и положение о возможном влиянии на рудоносность скарнов геохимической специализации осадочных толщ, сквозь которые проходят растворы и где осаждаются руды (10). Интересная работа в этом плане выполнена для Западного Узбекистана Г. А. Кирилловым, подобные факты отмечены Н. Л. Осиповой. Перекликается это с идеями В. Г. Гарьковца о литогенном рудообразовании. Сам же Х. М. Абдуллаев, подчеркивая большую роль в рудообразовании среды, также допускал заимствование постмагматическими растворами рудных элементов из вмещающих пород.

Из теоретических положений работ Х. М. Абдуллаева отметим выделение скарново-рудных образований в особый генетический тип. Смысл этого не утрачен и в настоящее время. В отличие от Д. С. Коржинского, скарны по гранитоидам он называл автоскарнами (не эндоскарнами), чем подчеркивал их генетическую связь. Одним из характерных примеров автоскарнов (по имени обычных «околоскарновых пород») было месторождение Чорух-Дайрон, которое он относил к скарнам «гранитного» типа.

Большое внимание уделялось соотношению скарнового и рудного процессов: с сопутствующим, отстающим и последующим

оруденением. В первом скарновые и рудные тела — одно и то же, во втором — не всегда (гнезда и линзы), в третьем эти понятия практически не совпадают (секущие жилы). Все эти типы практически встречаются и сейчас, но первенство для промышленных месторождений отдают второму и третьему. Нам только кажется неудачным применение сейчас термина «наложенное» оруденение, что, к сожалению, часто встречается в работах скарновиков. Этот термин мы ранее (12) считали возможным применять только в случаях генетически разных процессов, тогда как Х. М. Абдуллаев говорил о едином, многоэтапном процессе.

Х. М. Абдуллаев считал, что большая часть (90%) шеелитового оруденения приурочена к скарнам. В последующих работах (Т. М. Воронич и др.) показана продуктивность апогранитовых шеелитовых руд (с золотом) кварцево-сульфидного этапа на месторождении Джилао, выделен апогранитовый, роговиковый и кварцитовый типы руд (16, 17), скарноидный (11).

В последнее время обнаружен (Г. В. Касавченко, Б. Б. Шваков и др.) новый для Узбекистана штокверковый тип вольфрамовых руд (Сарытау, Саутбай и др.), который по генезису можно отнести к скарново-скарноидно-грейзеновому типу (А. А. Бабаджанов, М. И. Исмаилов, М. С. Кучукова и др.). Стали выделять в особый формационный тип скарны в доломитовых контактах (Л. И. Шабынин, М. С. Кучукова, М. И. Исмаилов, А. А. Бабаджанов, Т. Ш. Хаджиев и др.). Еще Х. М. Абдуллаев отмечал в скарнах магнезиальные минералы, а Т. М. Воронич (1953) посвятила работу изучению такого месторождения (Тым), не придавая ему самостоятельного формационного значения.

Много сделано по уточнению роли отдельных факторов в формировании и размещении руд вольфрама и других металлов (4, 17, 18), изучению петрографических свойств вмещающих пород как осадителей скарновых минералов и руд (Э. Искандаров, А. Бабаджанов, М. Юсупов и др.). Но многие вопросы регионального, металлогенического плана, поднятые еще Х. М. Абдуллаевым, остались не решенными. К ним в частности относятся:

1) почему в Южном Тянь-Шане рудоносные скарны преимущественно пироксенового (геденберgit, манган-геденберgit) состава, а в Среднем Тянь-Шане обилие мощных андрадитовых скарнов? Кстати, часто они безрудны,

2) как объяснить в скарнах, столь богатых железом, присутствие только шеелита, а не вольфрамита?

3) каков генезис Чорух-Дайрона с кальциевыми скарновыми минералами при отсутствии известняков?

4) каков возможный максимальный вертикальный размах скарново-рудных тел? Дискуссионен и генезис некоторых рудоносных интрузий (Яхтонский и др.). Каковы возможности скарнообразования в связи с вулканическими процессами и его особенности в вулкано-плутонических сериях?

1. Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Вып. II.— Ташкент: Фан, 1964.
2. Абдуллаев Х. М. Очерк по металлогении Средней Азии//Гос. изд-во геол. литературы. Мин. геол.— М.: 1949.
3. Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М. Некоторые особенности строения скарнового поля Чаштепе (Западный Узбекистан)//Зап. Узб. отд. ВМО. 1952.
4. Бабаджанов А. А. Генетические особенности контактовых мраморов некоторых скарново-редкометаллических полей Западного Узбекистана как индикатор скрытого оруденения.— Автореф. канд. дис. ...Ташкент, 1975.
5. Бабаев К. Л. Взаимоотношение пегматитов и скарнов в Каратюбе и их генетические особенности//Сб. САИГИМСа вып. I. Т. 1960.
6. Баймухамедов Х. Н. Магматизм Зирабулак-Знаэтинских гор в связи с рудоносностью//«Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».— М.: Госгеолтехиздат, 1960.
7. Исмаилов М. И. Минералого-генетические и геохимические особенности скарново-редкометаллических месторождений.— Ташкент: Фан, 1975.
8. Кучукова М. С. К вопросу о влиянии вмещающих пород на состав жильных образований скарнового поля Каратюбе (Зап. Узбекистан). Изд. АН УзССР. Сер. геол. № 3, 1957.
9. Кучукова М. С., Исмаилов М. И. Эндогенные рудные формации Узбекистана. Т. I.— Ташкент: Фан, 1966.
10. Кучукова М. С. [и др.]. Скарново-редкометаллические и пегматитовые формации Западного Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1971.
11. Кучукова М. С. [и др.]. Скарново-скарноидный тип межпластовых залежей вольфрамового оруденения в Каратюбинском рудном поле//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 3, 1977.
12. Мацокина-Воронич Т. М. О некоторых закономерностях строения скарновых зон Средней Азии//ДАН СССР. 1953, № 2.
13. Повилайтис М. М. Размещение вольфрамовых формаций, их групп и ассоциаций.— М.: Наука, 1985.
14. Сборник. Материалы по геологии контактовых зон Средней Азии//Тр. УзФАН СССР. Сер. VIII, геол. Вып. 6. 1941.
15. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Зап. Узбекистане.— Ташкент: 1958.
16. Хамрабаев И. Х. О новых типах вольфрамовых руд в Западном Узбекистане//Узб. геол. ж., 1972. № 4.
17. Хамрабаев И. Х. [и др.]. Факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1984.
18. Шабынин Л. И. Формации магниезальных скарнов.— М.: 1973.

УДК 553.44:553.064.32.072(575.11)

**Т. Ш. ХАДЖИЕВ, Т. М. МАЦОКИНА-ВОРОНИЧ,
М. М. МАНСУРОВ, М. МАКСУДОВ**

**КАЧЕСТВЕННАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ
(НА ПРИМЕРЕ СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУРАМИНСКОЙ ПОДЗОНЫ)**

Х. М. Абдуллаев большое внимание уделял возрасту месторождений, особенно скарново-полиметаллических одних, из наи-

более важных в промышленном отношении в Кураминском хребте. Этот вопрос стоял очень остро. Большая группа исследователей (П. А. Шехтман, Ю. С. Шихин, Ф. И. Вольфсон и др.) отстаивали идею об одноактности рудообразования в регионе. Для определения возраста гранитоид-порфировых даек, с которыми тесно связано скарново-полиметаллическое оруденение, определенных данных в то время не было. Условно они тогда трактовались как «малые интрузии» и им также условно придавался нижнепермский возраст [1].

В настоящее время появилось много новых данных, которые дают возможность уточнить вопрос о возрасте скарново-полиметаллических месторождений и другие вопросы их генезиса.

В Кураминской металлогенической подзоне широко развиты проявления скарново-полиметаллической формации, часто достигающие промышленных масштабов. Геология и вещественный состав руд этих образований изучали многочисленные исследователи, среди которых необходимо отметить работы Б. Н. Наследова, А. В. Королева, Ф. И. Вольфсона, Е. Д. Карповой, П. А. Шехтмана, Ю. С. Шихина, М. И. Моисеевой, З. А. Королевой, В. А. Жарикова, И. М. Мирходжаева, В. А. Королева, А. К. Каххарова, Л. И. Шабынина и мн. др. Эти работы посвящены вопросам геологии и геохимии скарново-полиметаллических месторождений. Обобщение результатов вышеуказанных работ и материалы авторов позволяют предложить вероятную качественную генетическую модель месторождений скарново-полиметаллической формации описываемого района.

1. Кураминская подзона тектонически самая активная, магмо-насыщенная часть Срединно-Тяньшаньского срединного массива. Эти ее особенности по-видимому обусловлены, во-первых, непосредственной близостью территории подзоны к Южно-Тяньшаньской геосинклинали, во-вторых, нахождением подзоны в трансзональном поясе северо-восточного (анти Тяньшаньского) простирания. В пределах последнего своеобразно взаимоотношение «базальтового» и «гранитного» слоев. Так, в Кураминской подзоне мощность первого больше, чем мощность второго. Очень часты «неровности» поверхности Конрада. В некоторых рудных узлах подзоны, где проведены детальные сейсмометрические исследования (Алмалыкский и Верхне-Ангренский рудные районы), в верхних слоях земной коры установлены включения — вторжения, характеризующиеся высокими скоростями прохождения сейсмических волн (8).

При «наложении» северо-восточного трансзонального пояса на металлогенические зоны Тянь-Шаня их тектоника, магматизм и оруденение приобретают своеобразные свойства. Становится явным щелочной уклон магматических образований. В геологической и металлогенической специализации магматитов резко возрастает роль халькофильных (Си, Аг, Ан, Zn, Са, In, Тl, Gc, Pb, Sn, As, Bi, S, Se, Те, и др.), редкощелочных элементов и фтора.

Все это нашло вещественное выражение в широком развитии в Кураминской подзоне месторождений Pb, Zn, Sn, Au, Ag, Bi, флюорита, редких щелочей и др.

2. Рудные пояса скарново-полиметаллических месторождений контролируются структурами субширотного простирання (Алтынтюпканский и Курусай-Окуртауский рудные пояса). Эти структуры параллельны простиранью Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Их роль в размещении месторождений скарново-полиметаллических формаций возрастает с севера на юг, т. е. с приближением к геосинклинали. Привлекает внимание приуроченность к этим же субширотным структурам гранитоидных плутонов и вулканитов карбонового возраста.

Следует отметить, что вышеуказанные рудные пояса можно смело продолжить в запад-северо-западном направлении. Здесь под мезо-кайнозойскими отложениями имеются все геологические образования (карбонатные породы, среднегерцинские интрузии гранитоидов, нижнесреднекаменноугольные эффузивы трахибазальт-трахиандезитового состава и даже верхнеордовик (?) - нижнесилурийские сероцветные молассоидные образования), которые участвуют в строении рудных полей Алтынтюпканского и Курусай-Окуртауского рудных поясов. Кроме того, запад-северо-западное продолжение Курусай-Окуртауского пояса совпадает с значительной магнитной аномалией с большим градиентом в ее северной части. Большой градиент магнитной аномалии в геологической ситуации описываемой площади скорее всего указывает на контактовую зону гранитоидов с карбонатными породами, которые перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями.

3. Для образования месторождений скарново-полиметаллической формации благоприятно наличие «малых интрузий» и даек гранитоид-порфиоров в экзоконтактовой зоне крупных среднегерцинских батолитоподобных гранитоидных интрузий с карбонатными породами.

В пространственном распределении скарново-полиметаллических тел можно отметить следующие особенности.

1. Они приурочены к контактам малых интрузий и, в меньшей мере, батолитоподобных (в Кошмансайском рудном поле основные скарново-полиметаллические рудные тела приурочены к контакту Акбулакского адамеллитового интрузива).

2. На некотором удалении от батолитоподобных интрузивов на контактах малых интрузий и даек гранитоид-порфиоров скарново-полиметаллические рудные тела отсутствуют или незначительно распространены. Так, в Кансайском рудном поле они довольно широко распространены в контактовой зоне гранодиоритового интрузива Кызыл-Чеку¹. Ширина зоны к западу от интрузива 1,3—1,5 км. Фактическая мощность зоны должна быть значительно меньше, так как контакт интрузива полого падает в западном

¹ Название западной части Чокадамбулакского интрузива.

направлении. К западу от этой зоны скарново-полиметаллические тела отсутствуют несмотря на широкое развитие малых порфировых интрузий, особенно гранодиорит-порфиров, интрузирующих карбонатные породы. В Алтынопканском рудном поле скарново-рудные тела, приуроченные к контактам порфировых даек, локализованы, в основном, в приконтактной зоне Кармазарского интрузива. Мощность этой зоны до 200 м. На отдельных участках (в районе месторождения Ташбулак и северо-восточнее месторождения Аткулак) скарново-рудные тела отходят от контакта Кармазарского интрузива на 500—600 м. Далее на контактах гранитоид-порфировых даек с карбонатными породами скарново-рудные тела отсутствуют или получили незначительное развитие.

В Кошмансайском рудном поле основные скарново-полиметаллические тела приурочены, как отмечено выше, к контакту Акбулакского интрузива. Скарново-рудные тела на контактах даек гранитоид-порфиров развиты ограниченно и приурочены к узкой (ширина менее 200 м) экзоконтактной зоне Акбулакского интрузива. По размерам они в несколько десятков раз уступают скарново-полиметаллическим телам, возникшим на контакте адамелитового интрузива.

3. В Кансайском, Алтынопканском, Чокадамбулакском, Курсайском, Джангалыкском, Ихначском и других рудных полях Чаткало-Кураминского региона в размещении скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических проявлений по отношению к крупным батолитоподобным интрузивам наблюдается ясно выраженная зональность: скарново-магнетитовые руды, приуроченные к контактам карбонатных пород с батолитоподобными интрузиями, с удалением от них в сторону карбонатных пород сменяются скарново-полиметаллическими. В некоторых рудных полях (Кансайское, Ихначское и др.) на еще большем удалении от контакта батолитоподобных интрузивов скарново-полиметаллические руды переходят в существенно галенитовые (часто с высоким содержанием серебра), приуроченные к карбонатным и кварц-карбонатным жилам.

Возникновение такой зональности разные исследователи объясняют по-разному. Так, по мнению Ф. И. Вольсона и В. А. Невского (9), зональность в размещении разнотипных руд в Кансайском рудном поле обусловлена последовательным развитием рудолокализирующих структур в западном направлении от жесткого упора — гранодиоритового интрузива. М. Мансуров [19] показал несостоятельность этой точки зрения: в западной части Кансайского рудного поля, то есть там где наблюдаются более низкотемпературные существенно галенитовые руды, широко развиты более ранние дизъюнктивные нарушения. Следует обратить внимание и на пологое погружение в западном направлении контактовой поверхности массива гранодиоритов. Трудно представить, что при таком характере погружения контактовой поверхности гранодиоритовый массив играл роль жесткого упора.

По мнению А. Каххарова [13, с. 114], зональное расположение скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений по отношению к контактам батолитоподобных интрузий обусловлено «проявлением дизъюнктивных нарушений, вмещающих малые интрузии и ассоциирующие с ними скарны с полиметаллической минерализацией, в сравнительно узких экзоконтактных и апикальных зонах крупных гранитоидных массивов, несущих скарново-железородные образования». При этом А. Каххаров (15) считает, что крупные гранодиоритовые массивы и скарново-железородные месторождения имеют средне-позднекаменноугольный возраст, а малые порфиоровые интрузии и скарново-полиметаллические месторождения — позднепермско-триасовый (или пермский).

В результате анализа огромного фактического материала по геологическим условиям формирования скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминских гор можно сделать следующие выводы.

Малые интрузии и дайки, с которыми часто ассоциируют скарново-полиметаллические тела, пространственно и, вероятно, генетически или парагенетически связаны с крупными гранодиоритовыми и адамеллитовыми интрузиями и представляют собой их апофизы и (или) дайки второго этапа, по Коптеву-Дворникову (см. ниже).

Зональное расположение скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических руд по отношению к контактам крупных интрузий, наблюдающееся почти во всех рудных полях со скарново-полиметаллическими месторождениями, настолько закономерно, что последние иногда могут быть использованы как индикаторы еще не вскрытых скарново-магнетитовых залежей (13).

Зональное расположение вышеуказанных и других типов руд хорошо согласуется с температурным (тепловым) полем, возникающим вокруг крупных интрузивов, Изолинии значений $Pb: Zn$ грубо повторяют контактовую поверхность крупных интрузий как, например, в Кансайском рудном поле (20).

Приведенные факты и другие данные, приводимые ниже, свидетельствуют, что крупные гранитоидные интрузии, малые гранитоид-порфиоровые интрузии, скарново-железородные и скарново-полиметаллические тела, находящиеся в пределах конкретных рудных полей, — продукты одного магматического комплекса, а зональное расположение разнотипных рудных образований в пределах этих рудных полей есть вещественное выражение температурного поля вокруг крупного интрузива — основного составляющего магматического комплекса.

Вышеприведенный фактический материал убеждает в том, что между крупными батолитоподобными интрузиями и скарново-полиметаллическими проявлениями существует глубокая причинная связь. Учет связи полей развития как скарново-магнетитовых, так и скарново-полиметаллических месторождений с крупными бато-

литоподобными интрузиями облегчит поиски геофизическими методами геологических ситуаций, благоприятных для образования скарново-полиметаллических месторождений на закрытых территориях. В связи с этим «магнетитовый пояс», выделенный В. Г. Гарьковцом (11), может оказаться перспективным и на скарново-полиметаллическое оруденение.

4. Крупные интрузии, с которыми ассоциируют скарново-полиметаллические объекты, являются одновременными образованиями. Так, Алмалыкский сиенито-диоритовый интрузив, с которым ассоциирует скарново-полиметаллическое месторождение Кургашикан, имеет ранне-среднекаменноугольный возраст (27). Скарново-полиметаллическое месторождение Мискан приурочено к контакту одноименного штока, являющегося сателлитом Ихначского интрузива. Последний относится к среднекаменноугольному габбродиорит-гранодиоритовому комплексу (27).

Возраст Чокадамбулакского интрузива, в экзоконтактной зоне западной части которого образовались скарново-магнетитовые, скарново-полиметаллические и галенитовые месторождения с серебром Кансайского рудного поля, многие исследователи (5, 10, 34 и др.) определяют как среднекаменноугольный.

Амбулакский интрузив, с которым ассоциируют скарново-полиметаллические и скарново-магнетитовые проявления Кошмансайского рудного поля, отнесен к средне-позднекаменноугольному кызылсайскому существенно амаеллитовому комплексу (27)*.

Кармазарский плутон, по мнению В. Н. Байкова (7), состоит из трех самостоятельных последовательно внедрившихся интрузивов. Первым из них внедрился интрузив плагногранитов и гранитов, слагающий северную эндоконтактную зону плутона. Западная часть последнего представлена интрузивом кварцевых диоритомонцитов. Последним внедрился интрузив амаеллитов — южная и юго-восточная части плутона. К контактовой зоне интрузива плагногранитов и гранитов приурочены скарново-магнетитовые и скарново-полиметаллические месторождения Алтынтюпканского рудного поля. Время формирования Кармазарского плутона — конец серпуховского — начало башкирского веков. По данным других исследователей (27), этот плутон состоит из пород среднекаменноугольного кураминского и средне-позднекаменноугольного кызылсайского комплексов.

5. Очень важен вопрос о генезисе «малых порфировых интрузий», широко распространенных на месторождениях скарново-полиметаллической формации. Считалось, что они являются продуктами отдельного этапа магматизма — этапа малых порфировых интрузий пермского возраста (1, 2, 23 и др.). Некоторые исследователи и сейчас придерживаются такого мнения [3, 4, 15, 21 и др.].

* В настоящее время большинство геологов не выделяет самостоятельный кызылсайский комплекс и считает эти образования среднекарбовыми.

З. А. Юдалевич (35) еще в 1966 г. на основе геологических взаимоотношений показал, что гранитоид-порфиновые жильные породы Акбулакского рудного района связаны с карбоновым² Акбулакским интрузивом и представляют собой дайки второго этапа, по Коптеву-Дворникову.

По мнению Т. М. Мацокиной-Воронич, О. П. Горькового и др. (22), дайки гранит- и гранодиорит-порфиров, на контакте которых преимущественно локализованы скарново-полиметаллические рудные тела, составляют неотъемлемую часть среднегерцинской вулканоплутонической ассоциации.

В работах А. А. Кустарниковой (17), В. В. Козырева, В. М. Петрова, Ф. А. Усманова и Е. М. Головина (16), Р. Д. и Д. Д. Дженчураевых (12), С. М. Бабаходжаева (5, 6), Г. Т. Таджикибаева (24), З. А. Юдалевича, В. П. Коржаева и др. [27] и многих других описаны малые интрузии и дайки кварцевых диорит-порфиров, диорит- и габбро-порфиров, гранодиорит-, адамеллит-, сиенит-, монзонит- и гранит-порфиров, связанные с ранне-среднекаменноугольными, среднекаменноугольными, средне-позднекаменноугольными (?) и другими интрузивными комплексами. При этом, как отмечают многие исследователи (5, 27), в связи с отсутствием классификационных признаков трудно различить дайки и дайкообразные тела гранитоид-порфиров разных интрузивных комплексов. По этой же причине трудно отличить гранитоид-порфиновые дайки и дайкообразные тела интрузивных комплексов от даек куюндинского (C_3-P_1) и более поздних комплексов, а также интрузивных аналогов вулканических свит. Большое значение в их индексации приобретает геолого-тектоническая позиция.

Следовательно, нет оснований утверждать, что все гранитоид-порфиновые дайки и дайкообразные тела, с которыми обычно ассоциируют скарново-полиметаллические рудные тела, образовались в пермском периоде, в этап малых порфировых интрузий. Скорее всего, крупные интрузивные тела и ассоциирующие с ними в пространстве гранитоид-порфиновые малые интрузии, а также скарново-полиметаллические руды, как отмечено выше, — продукты одного и того же интрузивного комплекса, вернее, продукты геологических процессов, приведших к формированию одного рудно-магматического комплекса.

О наличии генетической (или, точнее, парагенетической) связи определенной части гранитоид-порфировых малых интрузий с крупными гранитоидными интрузиями среднекаменноугольного и средне-позднекаменноугольного возрастов свидетельствуют следующие факты.

На северном склоне Кураминского хребта большинство малых интрузий локализуется в субширотных и запад-северо-западных

² В кн. «Карта магматических комплексов УзССР» [27] Акбулакский интрузив отнесен к средне-верхнекарбонному интрузивному комплексу.

разрывных нарушениях (3), т. е. их структурный план совпадает со структурным планом размещения среднегерцинских интрузивных и эффузивных образований.

В Чаткальской подзоне «площади развития пород гранитоид-порфирового комплекса приурочены обычно к районам выходов крупных гранодиоритовых интрузивов. Эту закономерность следует подчеркнуть особо, так как в Кураме для аналогичных пород, относимых здесь к «гушсайскому» комплексу, она признается не всеми» (28).

Отмечается сходство и преемственность в петрологических, петрохимических и геохимических свойствах крупных гранитоидных и сопровождающих их малых гранитоид-порфировых интрузий. Состав и строение (структура и текстура) последних обычно напоминают таковые эндоконтактных фаций крупных интрузий.

Малые интрузии гранодиорит-порфиров имеют абсолютный возраст 312 ± 9 млн. лет, что соответствует среднему карбону (24).

Уместно привести мнение по рассматриваемому вопросу С. М. Бабаходжаева (6), исследователя интрузивных комплексов Кармазара. Он выделяет три группы дайковых образований: 1) дериваты крупных интрузий; 2) дайки гранитоидного ряда; 3) дайки базальтоидного ряда. Вторая группа объединяет разнообразные по возрасту и составу дайковые образования, значительная часть которых классифицируется как малые интрузии (по Ф. К. Шипулину). Возможно, их некоторые петрографические разновидности (гранодиорит- и гранит-порфиры, сиенитовые и кварцевые порфиры, граптофиры и др.) образуются в конце отдельных интрузивных комплексов или связаны с гранодиоритами второй фазы S_2 (имеется в виду интрузивный комплекс среднекаменноугольного возраста).

6. Сфалерит-галенитовое оруденение развивается как по известковым, так и по магнезиальным (преобразованным или замещенным известковыми) скарнам [32, 33].

7. Состав скарно-рудных тел, формировавшихся на контакте одного и того же интрузива, значительно зависит от глубины формирования (25). Так, в Кошмансайском рудном поле галенитовые руды в скарнах с глубиной сменяются сфалерит-галенитовыми, галенит-сфалеритовыми, борнит-халькопиритовыми и в самых нижних горизонтах магнетитовыми с халькопиритом.

8. Сходство изотопного состава свинца скарно-полиметаллических месторождений Кураминского хребта с изотопным составом свинца из девонских стратиформных месторождений этого же района дало основание А. И. Тугаринову и С. И. Зыкову [26] предположить, что при образовании полиметаллических руд в скарнах господствовал свинец, мобилизованный магматическими и постмагматическими процессами из девонских карбонатных отложений. Такое мнение подтверждается и широким развитием скарно-полиметаллических месторождений в юго-западной части Чаткало-Кураминского региона, т. е. там, где наблюдается полный

разрез девонских существенно карбонатных отложений со стратиформными проявлениями свинца и цинка. Следует отметить, что именно к этой части Чаткало-Кураминских гор приурочены значительные по масштабам месторождения скарново-полиметаллической формации. К северо-востоку, то есть в направлении выклинивания девонских карбонатных отложений, постепенно уменьшаются количество и масштабы месторождений скарново-полиметаллической формации. В этой части региона уже редки сколько-нибудь значительные проявления описываемой формации (Кумышканское, Кошмансайское рудные поля, месторождение Мискан). Обращает на себя внимание обязательное участие в их геологическом строении карбонатных пород девонского возраста. Но несмотря на все это, нельзя полностью отрицать возможность привноса какой-то части свинца и цинка из глубин, в том числе из подкоровых областей.

9. В область рудных тел рудоносными растворами кроме Pb и Zn, привнесены Fe, Mn, Cu, Mo, Ca, Ag, Ba, W, Bi, Co, Ni, Cr, Ti, V, Ga и др., а также SiO₂, CO₂, K₂O, S, и в незначительных количествах As, B, F, о чем свидетельствуют широко развитые в рудных телах и околорудном пространстве серпентинизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, наличие в составе руд арсенопирита, флюорита и минералов бора.

Перенос свинца в гидротермальных растворах, как показали Б. И. Малышев и И. Л. Ходаковский [18], осуществляется в основном в виде бисульфидных и бикарбонатных комплексов. Эти же исследователи экспериментально показали бóльшую растворимость калийных солей свинца, чем натриевых. Таким образом, наиболее вероятно, что рудоносными растворами свинец привносился в виде K₂/Pb (НСО₃)₄ и Pb(НС)₂. Не исключено, что в участки рудоотложения в составе аналогичных соединений привносились и другие металлы.

При попадании растворов с вышеуказанными соединениями в скарны или бруситовые мраморы³ скарновые минералы и брусит растворяются. В связи с этим в них (в растворах) возрастает содержание оснований (СаО, MgO, FeO MnO и др.), то есть повышается щелочность растворов. Повышение рН растворов на фоне общего понижения температуры разрушает вышеуказанные комплексные соединения, в результате чего происходит массовое отложение рудных компонентов. H₂S, CO₂, K₂O — продукты разрушения комплексных соединений — вызывают сульфидизацию, карбонатизацию и серицитизацию околорудных пород (29, 30). Эти метасоматические изменения в комплексе со структурными, геохимическими и другими критериями могут быть использованы как поисковые признаки полиметаллического оруденения.

³ Последний случай широко распространен в месторождении Кумышкан.— (30).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогени Чаткало-Кураминских гор.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958.
2. Абдуллаев Х. М., Мацоккина Т. М., Калабина М. Г. Металлогенические особенности и вопросы прогнозирования рудных месторождений Чаткало-Кураминских гор//Металлогенические и прогнозные карты.— Алмата: Изд-во АН КазССР, 1969.
3. Айзенштат В. И. Малые интрузии гранитоидов северного склона Кураминского хребта//Гранитоидные формации Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1970. С. 27—46.
4. Айзенштат В. И. Малые интрузии гранитоид-порфиров Чаткальского хребта//Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. 1.— Ташкент: Фан, УзССР, 1975. С. 103—113.
5. Бабаходжаев С. М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан).— Душанбе: Дониш, 1975.
6. Бабаходжаев С. М. Интрузивные комплексы Западного Карамазара и Моголтау.— Душанбе: Дониш, 1982.
7. Байков В. Н. Геология Карамазарского гранитоидного плутона//Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара.— М.: Недра, 1972.
8. Бутовская Е. М. [и др.]. Структура Алмалыкского рудного района по данным исследований аппаратурой «Земля»//Земная кора Узбекистана.— Ташкент: Фан УзССР, 1974.
9. Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях//Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 1.
10. Вольфсон Ф. И., Титов В. Н. Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля//Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля.— М.: Наука, 1965.
11. Тектоника и металлогения УзССР. Кн. 1.— Ташкент: Фан УзССР, 1967.
12. Дженчуроева Р. Д., Дженчуроев Д. Д. Скарны и оруденение Гавасая.— Фрунзе: Илим, 1973.
13. Каххаров А. О зональности скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминского региона//Зап. Узб. ВМО. Вып. 29.— Ташкент: Фан, 1976.
14. Каххаров А. Закономерности размещения скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминского региона//Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1977.
15. Каххаров А. Место скарнов известковой и магнезиальной формаций в истории геологического развития Чаткало-Кураминского региона//Узб. геол. журн., 1985, № 2.
16. Козырев В. В. [и др.]. Дайковые образования формации гранитоидов повышенной основности//Петрография Узбекистана. Кн. 1.— Ташкент: Наука УзССР, 1964. С. 201—219.
17. Кустарникова А. А. О жильных породах Акчинского массива//Узб. геол. ж., 1958, № 4. С. 45—54.
18. Малышев Б. И., Ходаковский И. Л. Некоторые геохимические особенности переноса и отложения свинца в гидротермальных растворах на примере месторождения Замбрак//Геохимия, № 5. 1964.
19. Мансуров М. Геология, рудоносность хр. Окуртау и условия локализации оруденения в западной части Кансайского рудного поля. Автореф. канд. дисс... Ташкент: 1966.
20. Мансуров М. О зональном размещении рудных формаций и зональности отложения в свинцово-цинковых месторождениях и рудопроявлениях Кансайского рудного поля (Северный Таджикистан)//Новые данные по геологии и геохимии рудных районов Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1970.
21. Матчанов Д. Ж. Дайковые образования как критерий многоэтапности оруденения (на примере Кураминского хребта)//Итоги петрометаллогенических исследований.— Ташкент: Фан, 1972. С. 98—105.

22. Мацокина-Воронич Т. М. [и др.]. Срединно-Тяньшаньская область/Региональная металлогения центральной части Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1979.

23. Мирходжаев И. М. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта//Узб. геол. журн., 1961, № 6.

24. Таджибаев Г. Т. Калий-аргоновый возраст магматических образований Кураминского хребта и Моголтау. ДАН ТаджССР, № 3. Т. 21. 1978.

25. Тарасов А. В. Процессы рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях (на примере скарново-полиметаллических и некоторых других типов).— Ташкент: Фан, 1979.

26. Тугаринов А. И., Зыков С. И. Об изотопном составе свинца рудных месторождений Кавказа и Средней Азии//Бюлл. Комиссии по определению абс. возр. геол. форм. Вып. IV.— М.: Наука, 1961.

27. Туляганов Х. Т. [и др.]. Карта магматических комплексов Узбекской ССР.— Ташкент: Фан, 1983.

28. Усманов Ф. А. Дайки Чаткальских гор (Западный Тянь-Шань) и их взаимоотношения с оруденением. Автореф. канд. дисс...— Ташкент: 1962.

29. Хаджиев Т. Ш. Измененные породы и первичные ореолы рассеяния Кумышканского рудного поля как индикаторы скрытого оруденения. Автореф. канд. дисс...— Ташкент: 1965.

30. Хаджиев Т. Ш. Возрастные рН рудоносных растворов — основной фактор рудоотложения в месторождении Кумышкан//Узб. геол. ж., 1967, № 5.

31. Хаджиев Т. Ш. [и др.]. Рудно-метасоматическая зональность Кошмансайского рудного поля//Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений.— М.: 1972.

32. Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов.— М.: Недра, 1974.

33. Шабынин Л. И. [и др.]. Месторождения полиметаллов в скарнах доломитовых контактов. —Ташкент: Фан, 1983.

34. Шихин Ю. С. [и др.]. Геологический очерк Карамазара//Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара.— М.: Недра, 1972.

35. Юдалевич З. А. Взаимоотношения жильных пород второго и третьего этапов верхнекарбонového (Кызылсайского) интрузивного комплекса и оруденения в бассейне р. Акбулак (Центральная часть Чаткальского хребта)//Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1966.

УДК 553.064.32:553.444(575.11)

А. КАХХАРОВ, А. УСМАНОВ

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНАХ И СКАРНОИДАХ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ

Материалы по скарново-полиметаллическим образованиям Чаткало-Кураминского региона многочисленны и неоднократно опубликованы (1—15).

Выявлены главнейшие типы рудоносных скарнов по формациям и минеральным фациям. С различной степенью детальности выделены минералогические фации (зоны) и минеральные разно-

гидности скарнов, образующие горизонтальную или вертикальную зональность. Определены наиболее продуктивные минеральные ассоциации по степени их развития или распространения. В частности, показана слабая продуктивность или безрудность исходных магнезиальных скарнов, гранатовых (гроссуляровых), эпидотовых и волластонитовых разностей известковых скарнов, продуктивность пироксеновых (геденбергитового и мангангеденбергитового состава), амфиболовых, гранатовых (андрадитового состава) и смешанных гранат-пироксеновых известковых скарнов. Получен достаточно информативный материал по определению физико-химических условий образования отдельных минералов скарнов, сведений о химическом составе и элементах-примесях скарновых и рудных минералов, позволяющих довольно объективно восстановить эволюцию скарново-рудного процесса и т. д.

При решении проблемы генетической связи рудных месторождений с интрузиями Х. М. Абдуллаев (1, 2, 3 и др.) пристальное внимание уделял факторам формирования и размещения месторождений. Установленные им критерии генетической связи оруденения с интрузиями не только отражают важнейшие закономерности возникновения и локализации эндогенных рудных месторождений, но и служат главным поисковым признаком.

Мы на основании собственных и имеющихся литературных материалов попытались охарактеризовать главные минералогическо-геохимические и петрографические критерии, которые могут оказать определенную помощь при поисках и оценке известных и вновь выявленных скарново-свинцово-цинковых проявлений, уточнить закономерности распределения определенных типов оруденения в скарновой колонке для оценки скарново-рудных зон на глубину.

Интенсивная неоднократная метаморфическая и метасоматическая проработка первоначальной карбонатной толщи, обусловленная неоднократным внедрением и становлением разновозрастных интрузивных комплексов, может служить критерием возможного возникновения на данном участке рудоносных скарнов. Особенно наглядно это наблюдается на примере скарново-свинцово-цинковых месторождений Чаткало-Кураминского региона, где карбонатная толща многократно была подвергнута интенсивному изменению еще в период внедрения и становления крупных многофазных гранитондных массивов средне-верхнекарбонатового периода. Под воздействием этих массивов чистые разновидности известняков преобразованы в средне- и крупнокристаллические мраморы, доломиты и известковые доломиты при возникновении благоприятных для магматического замещения условий,— в магнезиальные скарны, а при «сухом» контакте — в различные по степени развития кальцифиры (часто форстеритовые) или перекристаллизованные до периклазовых (кальцит-периклазовых) с бруситом мраморов. За счет загрязненного терригенным материалом известняков возникали известково-силикатные роговики, или доломито-каль-

циево-магнезиальные роговики, которые многие исследователи также относят к кальцифирам.

В постмагматическом этапе в связи с процессами охлаждения и термического сокращения объема гранитоидных магм появляются околотрузивные тектонические зоны (полости) значительных размеров. Это создает местный околотрузивный градиент, который способствует интенсивному растворопотоку в полостях. Создаются благоприятные условия для еще более интенсивной перекристаллизации уже метаморфизованных в результате контактового метаморфизма в магматическом этапе мраморов в крупнокристаллические разновидности. Известково-силикатные роговики (или известково-силикатные мраморы) переходят в известковые скарноиды. Периклазовые или кальцит-периклазовые, мраморы, а также значительная часть кальцифиров в ранних стадиях послемагматического этапа раздоломчиваются и переходят в крупнокристаллические кальцитовые породы, по внешнему облику практически ничем не отличающиеся от обычных крупнокристаллических кальцитовых мраморов, возникших на месте известняков (12). По кальциево-магнезиально-силикатным роговикам (мраморам) возникли сложные по составу своеобразные скарноиды с развитием везувиана, граната, волластонита и других минералов. Из рудных минералов в них отмечаются магнетит, гематит и пирит. Все эти преобразования привели, во-первых, к резкому снижению прочностных свойств карбонатной толщи и появлению в них многочисленных разрывных и межпластовых нарушений, во-вторых, к резкому увеличению эффективной пористости пород, активизации в них поровых растворов. Таким образом, в карбонатной толще экзоконтакта еще в период внедрения и становления крупных средне-верхнекарбонатовых гранитоидных массивов были созданы наиболее благоприятные в термодинамическом и структурном отношении условия для становления самостоятельных малых порфировых интрузий. Все это, в свою очередь, привело к сосредоточенному течению растворов и широкому развитию на контактах последних с многократно перекристаллизованными карбонатными породами скарнов и скарноидов с последующим отложением в них промышленного свинцово-цинкового оруденения. Поэтому основная масса самостоятельных малых интрузий и сопутствующих им скарново-полиметаллических тел сосредоточилась в зонах экзоконтакта крупных гранитоидных массивов (карамазарский и др.). Рудоносные известковые скарны могли образоваться не только по обычным мраморам, но и по кальцитовым породам, возникшим в процессе раздоломчивания доломитовых (или периклазовых) мраморов и кальцифиров. Тепло и вещество, необходимые для образования скарнов и скарноидов наблюдаемых масштабов на контактах небольших магматических тел, вероятно, обеспечивались (поддерживались) потоками горячих послемагматических растворов, вытекающих из глубинного магматического очага вслед за расплавами, образовавшими самостоятельные малые интрузии, и

другими факторами. Это обстоятельство подтверждается повсеместным расположением скарново-полиметаллических месторождений в контактовых зонах интрузивов сравнительно небольших размеров несмотря на то, что крупные массивы имеют бóльший объем тепла.

Зависимость интенсивности преобразования (перекристаллизации) различных по составу карбонатных пород от интенсивности проявления контактового метаморфизма и постмагматических процессов, а также зональное расположение мраморов различной зернистости и минералогических типов метасоматитов по отношению к контакту интрузивных тел общеизвестны. Крупнокристаллические сахаровидные мраморы почти всегда располагаются непосредственно над (около) скарново-рудными телами. Мощность таких мраморизованных зон местами достигает 35—40 м и они могут быть использованы в качестве индикатора скрытого свинцово-цинкового оруденения.

В процессе внедрения и становления малых интрузий и даек происходит дальнейшая перекристаллизация мраморов под воздействием термального метаморфизма и послемагматических растворов. Образуются крупно- и гигантокристаллические разности кальцитовых пород и мраморов, расположенных, в основном, вблизи или вокруг собственно скарново-рудных зон и жил в виде своеобразных ореолов мощностью 5—10 м, которые являются прямыми индикаторами скарново-рудных зон.

Индикаторное значение мраморов, расположенных над (и около) скарново-рудными зонами, особенно проявляется тогда, когда в них отмечаются зоны, жилы и прожилки — «отголоски» скарново-рудных зон и связанных с ними низкотемпературных метасоматических процессов.

В условиях Чаткало-Кураминского региона это средне- и крупнозернистые мраморы, амфиболизированные и анкеритизированные зоны с прожилково-вкрапленной свинцово-цинковой минерализацией. Эти измененные зоны и жилы не уходят далеко от скарново-рудных зон, а вкрапленную галенит-сфалеритовую минерализацию с пиритом в амфиболизированных зонах многие исследователи рассматривают даже как переходную к скарново-галенит-сфалеритовому типу оруденения.

Признаками близости скарново-рудных зон могут служить также жилы и прожилки самих скарнов в прилегающей к ним осадочно-метаморфической толще. К ним, в частности, относятся пироксеновые и пироксен-амфиболовые жилы, часто с галенитом и клейофаном. Протяженность и мощность таких жил зависит от интенсивности скарново-рудного процесса и степени трещиноватости прилегающих к скарнам пород, но не превышают соответственно 1—4 м и 0,2—2,0 см. Эти жилы очень близкие индикаторы, так как на глубине переходят в основные скарново-рудные тела.

Очень часто над скрытыми скарново-рудными зонами отмеча-

ются низкотемпературные кварцево-гематитовые, анкеритовые, кварцево-карбонатные, кварцевые, карбонатные и прочие жилы и прожилки, отходящие в стороны и вверх от непосредственной скарно-рудной зоны на 100 м и более, образуя своеобразные минералого-геохимические ореолы. Жилы эти могут быть использованы так же как косвенные индикаторы (критерии) возможного наличия на глубине скарных и скарноидных пород и связанного с ними оруденения. В целом перечисленные выше индикаторные жилы и прожилки послерудной стадии образуются в результате изменений вмещающих карбонатных пород и как по составу так и по соотношениям минералов и элементов соответствуют таковым скарно-рудных зон. Имея в виду, что первичные геохимические ореолы пространственно сопряжены с зонами окolorудного гидротермального изменения пород и, как правило, являются генетически родственными с ними образованиями, в качестве дополнительного признака, указывающего на наличие слепых рудных залежей, находящихся на значительной глубине, могут быть использованы и ореолы рассеяния свинца, цинка, меди, золота, а также марганца в перекрывающих породах и жилах, без признаков вкрапленной минерализации. Развитие более интенсивных аномалий ореолов и рудной вкрапленности (галенит, сфалерит и прочих) в жилах, в зоне амфиболизации и анкеритизации мраморов позволяют считать, что на участке, по всей вероятности выявлены надрудные ореолы скарно-свинцово-цинкового оруденения. Часто содержание свинца в ореолах месторождений составляет сотые и десятые доли процента и характеризуется наличием отчетливой контрастной зональности по отношению к рудоконтролирующему элементу. Зоны, характеризующиеся общей слабой минерализацией, заметно удалены (100—150 м) от собственно скарно-рудных тел (зон) и рассматриваются нами как прямой поисковый признак скрытого оруденения.

Ореолы рассеяния в направлении от рудных тел имеют следующую последовательность: висмута-серебряный, свинцово-цинковый, свинцовый и марганцевый. Частая встречаемость первых двух элементов указывает на наибольшую близость рудной зоны и наоборот, развитие последних двух элементов — на значительно-глубокое залегание рудной зоны.

Подтверждается отмеченное в свое время (9), наличие отчетливой связи отложения свинцово-цинкового оруденения в скарнах с процессом пропилитизации гранитоидных пород и синхронной с ней амфиболизацией скарнов. Следовательно, зоны пропилитизации эндоконтактовых гранитоидных пород могут рассматриваться как существенный поисковый признак на скарно-свинцово-цинковое оруденение. При этом присутствие (наличие) в пропилитизированных зонах магнетита, железистого темного сфалерита, пирита, халькопирита может указывать в вертикальном плане на вскрытие наиболее глубокой (корневой) части, а в горизонтальном — на близость рудной зоны, и наоборот, зоны амфиболизации

скарнов с признаками рудной минерализации (галенит, светлый сфалерит, гематит) — на верхнюю часть рудных тел.

Характерная особенность зоны скарнов со свинцово-цинковой минерализацией — частое развитие зоны гипергенеза. Минералогия такой зоны месторождения Кургашинокан изучена И. М. Головановым (8), который установил зональность в распределении супергенной минерализации в зависимости от характера первичной геологической среды. В частности, распределение минерализации окисленных руд, расположенных в карбонатной толще вдоль приконтактового разлома в пределах главного рудного тела месторождения Кургашинокан, характеризуется, по данным этого исследователя, следующими зонами (сверху вниз): интенсивного окварцевания, лимонитизации и выщелачивания окисленных руд мощностью до 10 м; окисленных руд (церуссит, плюмбоярозит, каламин, гетит и др.), сульфатного обогащения (англезит, плюмбоярозит, брошатит) мощностью 10—15 м; вторичного сульфидного обогащения (халькозин, ковеллин, реже борнит) мощностью до 5—7 м; кавернозных сульфидных руд с примазками халькозина и ковеллина в пустотах мощностью 8—10 м и незначительных сульфидных руд и т. д. Такие зоны — несомненный признак наличия на глубине первичной рудной зоны и также могут быть использованы в качестве прямого индикатора на свинцово-цинковое оруденение.

При оценке перспективности уже выявленных продуктивных скарново-рудных зон на глубину определенное значение имеет выявленная вертикальная и горизонтальная зональность по отношению к контакту гранитоидной интрузии в распределении отдельных типов скарнов и их минералов, которая выражена в увеличении с глубиной содержания диоксида, гроссуляра, волластонита, эпидота, кварца, магнетита, железистого сфалерита, халькопирита и пирита за счет уменьшения в этом направлении гроссуляр-андрадита, мангангеденбергита, тремолита, клейофана, галенита, блеклой руды.

Учет отмеченной зональности несомненно может иметь определенное практическое значение в процессе разведочных и эксплуатационных работ как оценочный критерий для установления уровня среза рудных зон. В частности, в зонах развития диоксида, гроссуляра, эпидота, кварца с магнетитом, пиритом и халькопиритом налицо корни свинцово-цинкового оруденения и наоборот, если в зоне развиты гроссуляр-андрадит, пироксен (мангангеденбергит, мангансалит), тремолит, галенит, клейофан, блеклые руды, то мы имеем дело с верхними частями рудной зоны.

В месторождениях, подобных Кургашинокану и Центральному Алтынтюпкану (Главная рудная зона), где обычное зональное распределение определенных минералогических типов скарнов по отношению к контактам материнских интрузивов сильно нарушена в связи с тем, что обычные маломощные пласты известковых

скарнов часто переслаиваются с пластами скарноидов, определение влияния минералогического состава скарнов и скарноидов на избирательную локализацию свинцово-цинкового оруденения затруднительно. Тем не менее, по данным почти всех исследователей и по нашим материалам установлено, что основная масса промышленного оруденения осаждалась в пироксеновых и гранат-пироксеновых разностях скарнов, при этом в их наиболее железистых и марганцовистых разностях. Осаждение оруденения обычно сопровождается почти полной амфиболлизацией скарнов.

Отмеченная зональность в распределении минеральных типов скарнов и оруденения — следствие эволюции состава рудоносных растворов в результате изменения их физико-химического состояния под воздействием вмещающих пород, а также давления и температуры.

Результаты многочисленных поисково-оценочных, тематических работ, материалы, накопленные в ходе отработки и изучения месторождений (Кургашинокан, Кансайская и Курусайская группы, Кошмансай, Северный Джангалык и др.), и наши наблюдения показали, что собственно магнезиальные скарны, эндоконтактные и флогопитовые породы, имеющие заметную химическую устойчивость и отрицательные физико-механические свойства для циркуляции растворов, не всегда благоприятны для локализации оруденения и не могут служить индикаторами скрытого оруденения. Такую же роль играют и офикальцитовые породы, возникшие в результате гидратации как пород внешних зон (кальцифиров) магнезиальных скарнов, так и на месте форстеритовых кальцифиров, образующихся независимо от магнезиальных скарнов, заменяя их в «сухом» контакте доломитов с гранитоидами.

Поскольку в Чаткало-Кураминском регионе доломиты слагают в основном наиболее нижние части разреза карбонатной толщи, то возможность развития по ним магнезиальных скарнов больше. Однако эти скарны располагаются ниже уровня развития собственно известковых скарнов с промышленным свинцово-цинковым оруденением и участки вскрытия их (восточный Кансай, Северный Джангалык, Нижний Кошмансай и др.) могут указывать лишь на наиболее нижние, непродуктивные части рудной зоны.

Отмечаемая многими исследователями в Алмалыке смена с глубиной свинцово-цинкового оруденения медно-молибденовым отчетливо прослежена и нами на месторождении Кургашинокан. Однако, как нам кажется, зональность эта ложная и обусловлена сосредоточением малых порфировых интрузий и связанных с ними скарново-свинцово-цинковых образований в узкой экзоконтактной зоне сиенито-диоритового массива, вмещающего медно-молибденовое оруденение. Это и привело к определенному упорядоченному размещению в пространстве или сближению полей развития минерализаций, проявленных в связи с разновозрастными интрузиями и даже наложению их друг на друга. Тем не менее при выяснении перспектив рудного поля (или его отдельных участ-

ков) на тот или иной металл следует считаться с наличием такой «ложной» зональности. В таких случаях площади развития малых порфировых интрузий и сопровождающих их скарнов со свинцово-цинковой минерализацией в Алмалыке могут оказаться индикаторами не вскрытого еще медно-молибденового оруденения, а случай наложения минерализации свинцово-цинкового процесса на медно-молибденовое или резкое увеличение в рудах магнетита, пирита, халькопирита и железистого сфалерита могут указывать на вероятную корневую часть скарново-свинцово-цинкового оруденения и на начало (или переход) собственно медно-молибденовой зоны. А. Каххаровым отмечена такая же закономерность в пространственном размещении разновозрастного скарново-полиметаллического и скарново-железорудного оруденения и объяснены причины ее возникновения и для других рудных полей Чаткало-Кураминского региона (11). Для Чаткало-Курамы вообще характерна необычная пространственная сопряженность друг с другом разновозрастных разнотипных месторождений.

Многие из приведенных выше критериев сходны с критериями, разработанными для глубинного прогнозирования редкометалльного оруденения в месторождениях Западного Узбекистана и подтвержденными на примере Койташского месторождения вольфрама (16).

Из материалов, изложенных в данной статье можно сделать следующие выводы.

1. Из числа минералого-геохимических и петрографических критериев скрытого оруденения наиболее надежными являются наличие крупнокристаллических мраморов, крупно- и гигантокристаллических кальцитовых пород, амфиболизированных зон скарнов, носящих следы или ореолы свинцово-цинкового оруденения. Индикаторное значение перечисленных пород особо весомо тогда, когда в них имеются жилы и прожилки — «отголоски» самих скарнов, а также кварц-карбонатные, кварцевые, карбонатные, кварц-карбонатно-гематитовые, анкеритовые и прочие последующие низкотемпературные жилы и зоны с вкрапленниками рудной минерализации. Зоны с общей слабой минерализацией в некоторых случаях могут быть заметно удалены (100—150 м) от скарново-рудных зон.

2. Характер зоны гипергенеза — несомненный признак наличия на небольшой глубине первичного оруденения.

3. При оценке перспектив уже выявленных продуктивных скарново-свинцово-цинковых тел на глубину определенное значение имеет вертикальная зональность в распределении минеральных типов скарнов и руд. В частности, зоны развития диопсида, гроссуляра, эпидота с магнетитом, пиритом и халькопиритом указывают на вскрытие нижней (корневой) части скарново-рудного оруденения и, наоборот, зоны развития андрадита, мангангеденбергита, мангансалита, амфибола, галенита, клайофана, блеклых руд — на наиболее верхние части. Соответственно меняются и эле-

менты-примеси. В галените по мере удаления от основного рудо-контролирующего элемента резко уменьшается примесь висмута и серебра, но возрастает содержание сурьмы. В сфалерите в том же направлении уменьшается примесь железа, индия, меди, кобальта и т. д.

4. При выяснении перспектив рудных полей (или их отдельных участков) Алмалыкского типа следует учесть смену с глубиной скарново-свинцово-цинкового оруденения в карбонатной среде медно-молибденовым в сиенито-диоритах, а в условиях, подобных скарново-полиметаллическим рудным полям Юго-Западного Кармазара (Алтынтопкан, Чалата-Ташбулак, Курусай-Джангалык, Кансай и др.) — скарново-магнетитовым.

В пределах таких рудных полей площади развития малых интрузий и сопутствующих им скарново-свинцово-цинкового оруденения могут служить индикаторами медно-молибденового (Алмалык) или скарново-магнетитового оруденения. При этом увеличение в составе свинцово-цинковой руды магнетита, пирита железистого сфалерита, халькопирита может указать на вероятную корневую часть скарново-свинцово-цинкового оруденения и на начало медно-молибденового (Алмалык) или скарново-железородного (Юго-Западный Кармазар).

5. Собственно магнезиальные скарны и флогопитовые породы не благоприятны для локализации оруденения и не могут служить индикаторами. Такую же роль играют и офикальцитовые породы.

6. Наиболее благоприятными для выпадения промышленного оруденения оказались сильноизмененные (особенно амфиболизированные) пироксеновые, пироксен-гранатовые (андрадитовые) скарны и скарноиды, а также сложнопостроенные зоны скарнов (скарны+скарноиды), возникающие на месте гетерогенных карбонатных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. [и др.]. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями.— М.: Госгеолиздат. 1954. 293 с.
2. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Гос. науч.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр.— М.: 1957. 232 с.
3. Абдуллаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент: Изд-во АН УзССР. 1958. 258 с.
4. Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района.— Ташкент: Фан УзССР. 1965. 275 с.
5. Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Кармазара.— М.: Наука. 1951.
6. Вольфсон Ф. И. [и др.]. Геология и минеральные комплексы Западного Кармазара.— М.: Недра. 1972.
7. Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор.— Ташкент: Фан УзССР. 1970. 200 с.
8. Голованов И. М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашикан.— Ташкент: Наука. 1965. 219 с.

9. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара//Тр. ИГЕМ.— М.: Изд-во АН СССР. 1959. 371 с.

10. Каххаров А. О многовозрастности рудной минерализации Чаткало-Кураминского региона (на примере скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений)//Итоги петрометаллогенических исследований.— Ташкент: Фан УзССР, 1972. С. 129—153.

11. Каххаров А. О зональности скарново-железородных и скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминского региона//Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29.— Ташкент: Фан. 1976. С. 113—116.

12. Каххаров А. О времени и условиях кальцитизации доломитов (на примере Саргардонского рудного поля)//Узб. геол. ж., 1980. № 1. С. 47—51.

13. Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов.— Ташкент: Фан. 1969. 202 с.

14. Тарасов А. В. Процессы рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях (на примере скарново-полиметаллических и некоторых других типов).— Ташкент: Фан. 1979, 130 с.

15. Эндогенные рудные формации Узбекистана. Т. I.— Ташкент: Фан. 1966. С. 248—330.

16. Хамрабаев И. Х. [и др.]. Факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан. 1984. С. 59—190.

УДК 553.3:553.06.001.572(575)

К. Л. БАБАЕВ

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОДНОГО РУДНОГО РАЙОНА СРЕДНЕЙ АЗИИ

За последние десятилетия проблема прогнозных построений на месторождениях полезных ископаемых различных генетических и промышленных типов приобрела особо важное значение, но решение ее становится все более сложным.

Во-первых, исчерпано, очевидно, число легкооткрываемых месторождений имеющих выходы на дневную поверхность. Кроме того, весьма разнообразны геологические процессы, несущие оруденение, и в связи с этим рудная минерализация в большинстве случаев бывает очень сложной.

В соответствии с этим меняются принципы и методы исследований оруденений. Новые принципы и методы моделирования геологических образований, прежде всего месторождений полезных ископаемых, и эти построения должны служить надежной основой при прогнозировании новых перспективных площадей и в определении перспектив на глубину и на флангах на известных месторождениях и т. д.

Модели строятся на основе объективных и достоверных результатов всех видов геологических исследований с учетом особенностей геологических, физико-химических факторов, имеющих прямое

или косвенное отношение к концентрации рудной массы и формированию рудных тел, месторождений и т. д.

В основу геолого-генетического моделирования должна быть положена совокупность ведущих факторов, таких как источник вещества — рудонесущие агенты (газы, флюиды, растворы), пути прохождения (тектонические структуры), среда локализации, характер рудоотложения, глубина формирования месторождения, термодинамическая обстановка, рудогенерирующие очаги, глубина их залегания и др. Кроме того, необходимо учитывать законы физической химии и термодинамики, а также некоторые специфические принципы, такие, как конвергентность формирования руд, унаследованность, подобие развития и др.

В области моделирования достигнуты определенные успехи, что в какой-то мере способствует пониманию природы различных генетических и промышленных типов эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Геолого-генетические модели разрабатываются на рудных телах, месторождениях, рудных полях, в рудных районах, рудных зонах и поясах, а также на земной коре в целом.

К каждому из перечисленных объектов должен быть дифференцированный подход при моделировании с учетом всех специфических особенностей, и за основу принимаются те факторы, которые им соответствуют. Кроме того, нужно отметить, что при моделировании важное значение имеют генетические типы рудной минерализации и особенно виды полезных ископаемых, поскольку каждый тип месторождения формируется по своим специфическим особенностям.

Для построения геолого-генетических моделей рудоносных геологических объектов (месторождения, рудные поля и т. д.) необходимо прежде всего выяснить или, по крайней мере, иметь определенное представление о генетических особенностях оруденения.

Рассмотрим один район.

Все месторождения и известные рудопроявления золота рассматриваемого рудного района приурочены к зоне разлома и строго им контролируются. По характеру эндогенного процесса, способу локализации и вещественному составу руд можно определить, что месторождения сформировались в результате пневматолитово-гидротермальных процессов, имеющих пульсирующий характер. Формировались месторождения по следующей схеме: рудонесущие пневматолиты, флюиды, гидротермы. Но на глубине, возможно, появится еще золотоносный силикситовый расплав, который характерен для многих месторождений золота. Модели формирования золоторудных месторождений показаны на рис. 1.

Выясним особенности объекта исследования и в связи с этим рассмотрим понятие о рудном районе и рудной формации применительно к нашим.

Рудный район. В литературе известны различные определения

понятия рудного района, но мы принимаем наше представление, которое сводится к следующему: рудный район — это территория, имеющая определенное геологическое-структурное строение, площадь которой измеряется от сотен до тысяч квадратных километров и в пределах которой расположено несколько рудных полей

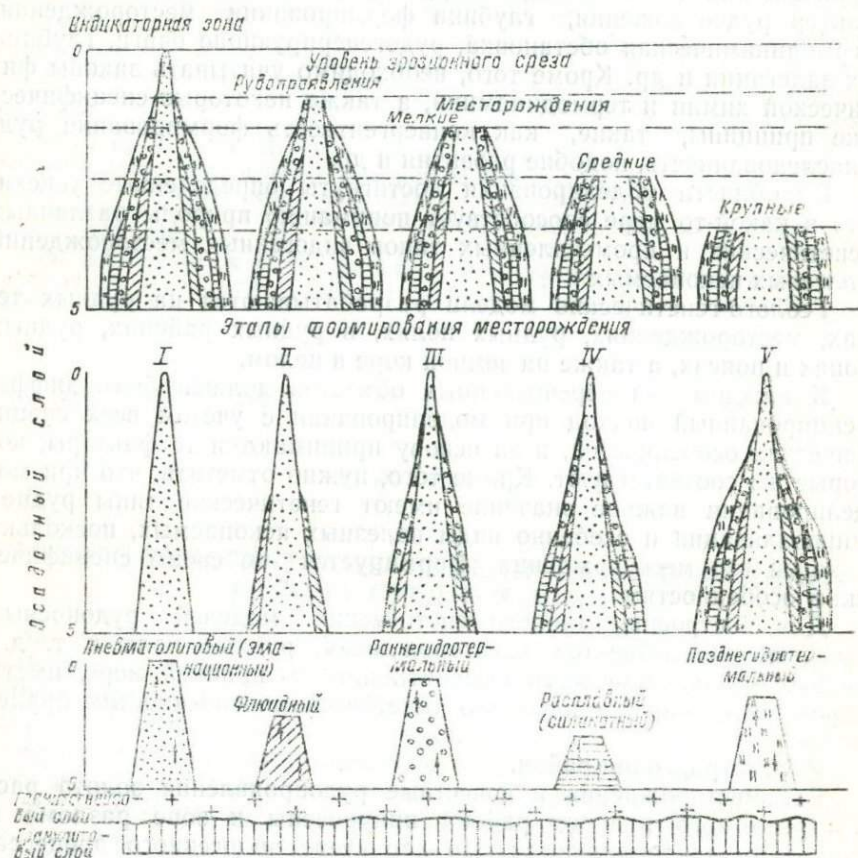


Рис. 1. Модель формирования эндогенных золоторудных месторождений (К. Л. Бабаев, 1985).

одного или нескольких генетических и промышленных типов одного или разных видов полезных ископаемых.

По форме территория рудных районов бывает площадная и линейная. Наш район относится ко второму типу.

В геологическом строении описываемого района участвуют мощная толща терригенной формации, интрузивные тела гранитоидного состава и дайковые образования основных, в меньшей степени кислых разновидностей.

Осадочно-метаморфический комплекс верхнекембрийского — ордовикского и нижнесилурийского возраста сложен сланцами, песчаниками с редкими прослоями мраморизованных известняков. Вся толща собрана в крупные складки северо-западного простирания, осложненные в крыльях складками второго и более мелкого порядков и особенно разрывными нарушениями. Слои осадочного комплекса падают на северо-восток и юго-запад, имеют крутые углы падения в осевой части зоны и несколько выполаживаются в нижней части складок.

Вдоль приосевой части описываемого хребта проходит мощная зона разрывных нарушений.

Все выявленные рудоносные площади района, а их пока известно несколько десятков, расположены вдоль зоны разлома и выходы их установлены от юго-восточной части хребта до северо-западного его окончания на протяжении более, чем 100 км.

Таким образом, зона разлома — главная рудоконтролирующая структура района и в этом особо важное ее значение, которое и определяет морфологический тип района.

Следовательно, одним из главных факторов для построения модели рудного района является зона разрывных нарушений — разломы.

Другой ведущий фактор — рудная формация. Рудная минерализация описываемого района в целом и на отдельных рудных участках характеризуется следующим вещественным составом. Рудные элементы: золото, железо, свинец, цинк, мышьяк, в меньшей степени висмут, вольфрам, в некоторых случаях олово.

Содержание сульфидов в рудной массе — от долей и первых процентов, иногда до 10⁰%, и по существующей классификации рудная формация района относится к малосульфидному типу.

Из нерудных и жильных минералов широко распространены кварц, а в зоне метасоматитов значительно развиты серицит, хлорит, калишпат и др.

Среди кварца по генетическим особенностям выделены и описаны магматический (расплавный), пневматолитовый, флюидный и гидротермальный типы.

Особенно широко распространен первый тип кварца, он безрудный, стерильный, нередко является рудовмещающей породой. Внимания заслуживают последние типы, так как они рудонесущие.

По вещественному составу рудная масса описываемой территории относится к сложному типу и имеет следующую минерало-геохимическую ассоциацию: пирит-арсенипиритовую с галенитом, сфалеритом, сульфосолями Sb, As, Ag, Bi и теллуридами.

Третьим фактором, имеющим определенное значение в понимании генезиса эндогенных рудных месторождений, является среда локализации. Выше отмечено, что описываемая зона сложена мощной толщей терригенного комплекса различного пет-

рографического состава — сланцами, песчаниками с редкими прослоями известняков.

В зоне разрывных нарушений сланцы испытывали наиболее сильные разрушения, они рассланцованы и интенсивно брекчированы. Это имело важное значение в локализации оруденения, и наиболее благоприятными оказались именно зоны рассланцевания, в пределах которых устанавливается оруденение пневматолитового происхождения. Местами оруденение приурочено к контактам сланцев с песчаниками. Карбонатную формацию оруденение обходит.

Таким образом, в литологическом отношении для локализации рудной минерализации наиболее благоприятны сланцы в зоне их рассланцевания и брекчирования.

Характер локализации. При моделировании месторождений

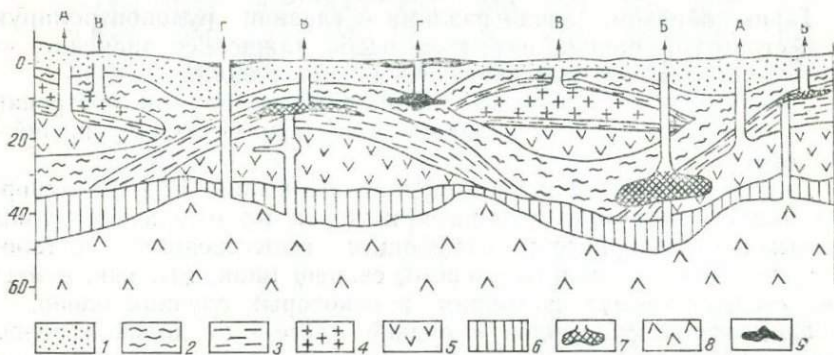


Рис. 2. Схема глубинных процессов и расположения рудогенерирующих очагов (по К. Л. Бабаеву, 1984).

А — месторождения, связанные с гранулитами, Б — с анатектичными гранитами, В — с интрузивными гранитами, Г — с вулканизмом.

определенное значение имеет характер проявления эндогенного процесса и локализации оруденения, например, рудоотложение происходит в открытых трещинах или сопровождается метасоматическим замещением. Очень важны количественные и качественные особенности рудонесущей системы. Вследствие этого по характеру рудоотложения можно сделать очень важные выводы.

Источник вещества. Здесь рассматриваются источники вещества не вообще, а только для золоторудных месторождений.

Источником вещества для формирования золотоносных месторождений служат рудогенерирующие очаги, возникающие в различных зонах земной коры, представляющие определенные физико-химические системы с различными параметрами.

Существуют различные представления о природе источника вещества вообще (11).

Исходя из современных представлений, с учетом имеющейся информации, мы построили модели земной коры с целью пока-

зять пространственное положение рудогенерирующих очагов (рис. 2).

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЙОНА

В описываемом рудном районе выделены и в определенной степени изучены многие геологические факторы, характеризующие особенности структурно-рудноносной зоны, но главный вопрос, имеющий особо важное значение для понимания генезиса оруденения и построения модели — источник вещества и положение рудогенерирующего очага — остается не выясненным.

Источником вещества золоторудной минерализации в описываемой структурно-рудноносной зоне, очевидно, является высоко нагретая физико-химическая система, представляющая мощный рудогенерирующий очаг.

Рудогенерирующий очаг (могут быть очаги) расположен, очевидно, вдоль разлома и прослеживается так же, как тектоническая зона в северо-запад-субширотном направлении не только на всем протяжении хребта, но далеко за его пределами.

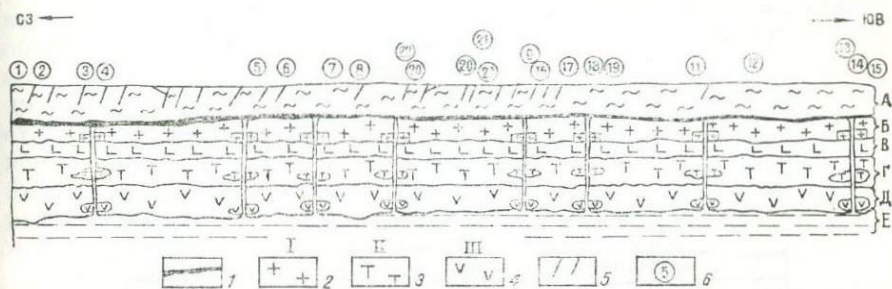


Рис. 3. Геолого-генетические модели описываемой структурно-рудноносной зоны, продольный профиль вдоль хребта, по К. Л. Бабаеву (масштаб 1:100000).

1 — зона концентрации, 2 — I вариант, 3 — II вариант, 4 — III вариант, 5 — разломы северо-восточной системы, 6 — рудные участки, А — осадочный слой (3—5 км), Б — гранито-гнейсовый (15 км), В — зеленокаменный и амфиболовый (20 км), Г — базитовый (30 км), Д — эклогитовый (34—40 км), Е — перидотитовый (подкорковый).

Очаг (или очаги) имеет линейную конфигурацию, поскольку контролируется зоной разломов северо-западного простирания и, возможно, расположен в переходной зоне между гранито-гнейсовыми и осадочными слоями или отдельными линзами. Размещается в гранулитовой, а также, возможно, примантийной зоне (рис. 3, 4). Это первое предположение об источнике вещества и месте размещения очага.

Весьма интересен вопрос, как зарождается продуктивная физико-химическая система. Как отмечено, очаги продуктивной физико-химической системы возникают в результате развития гранитоидной магмы (анатектической, интрузивной), гранулитов

или примантийной зоны. Но это касается золоторудных месторождений в целом, а нас в данном случае интересует, как можно объяснить возникновение рудогенерирующих очагов для описываемой зоны. Этот вопрос мы изучали в течение последних четырех—пяти лет и пришли к следующему выводу.

В существующих представлениях, как было указано выше, золотоносная физико-химическая система — результат развития гранитоидной магмы, чего мы придерживаемся на основе многочисленных наблюдений в различных районах Средней Азии и других регионах. Но на рассматриваемом примере мы связь золоторудной минерализации с интрузией отрицаем.

Для гранитоидного массива района характерны проявления олова, вольфрама, а в отношении золота, плутона он, очевидно, стерильный. Здесь также необходимо отметить, что в удалении от интрузивного массива, а также на всем протяжении золотоносно-структурной зоны собственно оловорудные или вольфрамовые проявления пока не обнаружены.

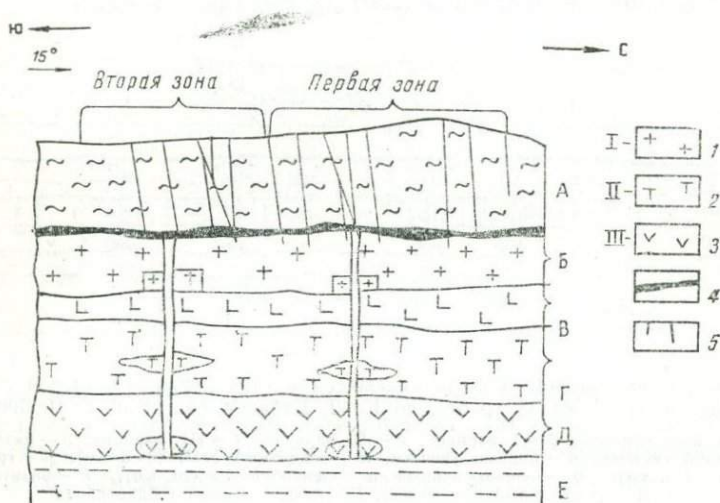


Рис. 4. Геолого-генетические модели. Поперечный разрез через описываемую структурно-рудноносную зону. Центральная часть. Масштаб 1:50000. По К. Л. Бабаеву, 1986 г. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Наличие примеси вольфрама или олова в составе руд некоторых рудных участков района — не показатель связи золотого оруденения с интрузивом, поскольку вольфрам характерен для золоторудных месторождений так же, как другие сопутствующие рудные элементы. Но дело не только в геохимическом факторе. Для интрузивного массива не характерны кварцевые образования вообще, а золотоносные особенно. Среди интрузивного массива не встречены кварцевые жилы с золотом, но зато имеются

зоны грейзенизации, которые сопровождаются оловярдными проявлениями.

Есть примеры, подтверждающие наши теоретические представления об антагонизме между золотом и редкими металлами литофильного ряда (Бабаев, 1976).

Нужно отметить, что признаки золоторудной минерализации, связанные с гранитоидным плутоном, отсутствуют не только в районе главного гранитоидного массива, но и на площади других выходов центральной и северо-западной части хребта. Но в то же время можно предположить, что очаги продуктивной физико-химической системы, связанной с гранитоидной интрузией, возможно, расположены в ее корневой зоне, в том самом главном резервуаре, где зарождалась сама магма, где происходила ее дифференциация.

В очаге дифференцировался магматический расплав. Его верхняя часть уходила, вероятно, в виде интрузии, а в резервуаре остались продуктивные дифференциаты, содержащие тяжелые металлы, и они могли формировать рудоносную зону.

Можно предполагать, что очаги источника вещества формировались в зоне гранулит-базитового слоя или в примантийной. Но встает вопрос, на какой глубине земной коры все же возникают эти продуктивные физико-химические системы и каким образом достигают их дифференциаты места локализации. Общеизвестно, что в этих случаях имеют значение температура, давление, состав рудогенерирующей системы и благоприятная структурная обстановка. Движущей силой, безусловно, служат первые два фактора: температура и давление. Какое же должно быть соотношение между этими факторами, глубиной залегания рудогенерирующего очага и тем расстоянием, по которому должны двигаться рудоносные вещества?

По этому поводу можно отметить следующее.

Все известные минерализованные участки, в том числе месторождения описываемого района, по отношению к размаху земной коры — бесконечно малые величины. Возникает вопрос, какое же расстояние должна пройти эта относительно бесконечно малая масса по вертикали до места локализации — километр, два, десять и т. д.

Учитывая перечисленные и многие другие особенности территории и исходя из модели земной коры (рис. 2), для рассматриваемого рудного района предлагается следующая схема модели (рис. 3, 4).

Например, верхние слои как обычно сложены палеозойскими осадочными, осадочно-метаморфическими комплексами песчано-сланцевого состава общей мощностью 3—5 км. Ниже идут слои гранито-гнейсов, следующая зона сложена зеленокаменной и амфиболитовой фацией мощностью 15—20 км. Затем зона гранулитов-базитов — 20—25 км, их подстилают эклогиты мощностью 10—15 км и самая нижняя — перидотиты или верхние слои мантии, глубина которых 35—40 км.

Если такое строение земной коры соответствует и нашему району, то, естественно, возникает вопрос, где же и на какой глубине расположены рудогенерирующие очаги.

Для того, чтобы разобраться в процессах, которые происходят в земной коре на различных глубинах, необходимо выяснить значение отдельных факторов, влияющих на характер эндогенных процессов, к которым относятся: 1) геотермический градиент; 2) литостатическое и гидростатическое давления; 3) природа возникновения и развития рудогенерирующих очагов; 4) геологические структуры, служащие путями прохождения вещества к местам их локализации.

Геотермический градиент характерен для всех областей планеты, но в зависимости от формы и стадии развития земной коры и геологического строения отдельных регионов его значение существенно меняется (от 5—6 до 150 град/км).

Он высок в активных, подвижных районах, например в геосинклинальных зонах, и умерен или низок на более устойчивых территориях, например, в щитах, платформах и др.

В платформах он варьирует не особенно заметно — от 4—5 до 7—8 град/км, в некоторых районах еще меньше.

Так думали раньше, исходя из общих соображений. Сейчас данные Кольской сверхглубокой скважины показали, что в ее забое, например, на уровне 10 км, температура достигает 180° (8).

В геосинклинальных областях, особенно в зонах альпийской складчатости, по современным данным, геотермический градиент колеблется от 30 до 40 град/км, а местами увеличивается в два раза.

Некоторые исследователи полагают, что палеогеотермический градиент должен быть гораздо выше, чем показывают современные данные по буровым скважинам. Например, по утверждению В. В. Белоусова, он был больше в 2—3 раза и, очевидно, соответствует 150 град/км. Если такое представление соответствует действительности, то в период формирования месторождений это имело очень важное значение.

Например, в период проявления эндогенных рудных процессов наш район находился в геосинклинальной стадии развития, вследствие чего можно полагать, что геотермический градиент соответствовал 120—150 град/км, и определил формирование и место локализации месторождений и рудопроявлений глубиной не более 2—3 км, поскольку для этой глубины характерен геотермический режим примерно 450—500.

Следующий фактор, имеющий не менее важное значение для эндогенных процессов, — литостатическое и гидростатическое давление.

Для различных зон земной коры приняты следующие параметры плотности: для верхнего слоя литосферы — 2,7 г/м³, базальтового — 2,9 и для верхней мантии — 3,27.

Указанные параметры, особенно в верхней зоне, еще зависят

от пористости и трещиноватости пород, слагающих соответствующие зоны. Эти факторы имеют очень важное значение для динамики флюидов различного генезиса, водных растворов и эманаций.

В зависимости от степени литостатического давления определяется и физическое состояние горных пород, слагающих различные глубины земной коры. Например, на глубине 4—4,5 км исчезает пористость пород, а на глубине 4—6 км, очевидно, отсутствует трещинная вода. Это очень важно при определении природы растворов различного характера, в том числе гидротермальных.

В то же время, Кольской сверхглубокой скважиной на глубине 1600—1800 м вскрыта медно-никелевая минерализация, на глубине 4,5—6,5 км обнаружены крупные разрывные нарушения с низкотемпературной сульфидной минерализацией (8).

На основании указанных сведений можно полагать, что в пределах Кольского щита на определенных глубинах горная масса не особенно уплотнена и геотермический градиент сравнительно невысок.

Таким образом, на различных глубинах физико-химические свойства земной коры, очевидно, различные.

Необходимо отметить особенности еще одного фактора, связанного с геотермическим градиентом.

Если, например, палеогеотермический градиент принят 120—150 град/км, то на глубине 3—4 км температура должна быть 450—600°, а при таком условии вода не может существовать в жидком виде и переходит в парообразную фазу. Это имеет важное значение при миграции и локализации вещества, поскольку оно в газовой фазе и особенно при наличии давления будет стремиться к миграции, а не локализации.

На основании общих характеристик различных факторов, имеющих определенное значение в деятельности земной коры, следует выяснить, где зарождаются продуктивные физико-химические системы, где расположены эти рудогенерирующие очаги, каковы их миграция, место локализации и т. д.

На основе существующих представлений и обобщая многочисленные наблюдения, попытаемся в какой-то степени осветить эти вопросы применительно к нашему району.

ОЧАГИ ПРОДУКТИВНОЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Для описываемой зоны намечено три варианта мест зарождения очагов и указаны возможные зоны концентрации продуктивных физико-химических систем (рис. 3, 4).

По первому варианту рудогенерирующие очаги, возможно, являются результатом деятельности гранито-гнейсового слоя, где

год воздействием соответствующей тепловой энергии, идущей из мантийной зоны, или в процессе радиоактивного распада возникает высоконагретая физико-химическая система со сложным элементарным составом.

Если это предположение соответствует действительности, то возникает вопрос, происходит ли в результате этих процессов привнесение вещества, прежде всего золота, или только тепловое воздействие. Исследователей интересует, где первоначальный источник не просто вещества, а именно золота.

В результате долготлетних наблюдений доказана генетическая связь оруденения золота с гранитоидами. Основным критерием является органическая связь золота с кварцем. Кварц, как известно, характерен только для гранитоидов и является их дифференциатом.

Свободный кварц, тем более в большом избытке, находится только в гранитоидах. Этот вопрос подробно освещался в наших многочисленных публикациях.

Исходя из этих представлений, есть основание полагать, что продуктивная физико-химическая система рождается в пределах гранито-гнейсового слоя, где формируются рудогенерирующие очаги.

Второй вариант возможного очага — это более глубокие зоны земной коры в пределах гранулит-базитового слоя.

Здесь так же, как и в первом варианте, процесс развивается аналогично, поскольку гранулиты принадлежат семейству гранитоидов, если они действительно имеются в зоне базитового слоя.

Здесь тепловая энергия *in situ*, но, возможно, действует близость мантийной зоны, тем более, что на этой глубине температурный режим очень высок.

Наконец, третий вариант возможного места возникновения очага — это примантийная зона, где температурный фактор, имеющий особо важное значение при формировании высоконагретых физико-химических систем, достигает максимума.

Многие исследователи признают существование примантийного рудогенерирующего очага, но никто не может объяснить, какова его природа.

Все три варианта возможного места формирования рудогенерирующих очагов предположительны и не исключена возможность возникновения их в других условиях.

Главным все же остается вопрос концентрации вещества и пути его миграции до места локализации, тесной ассоциации золота с кварцем и определенными рудными элементами, например, железом, мышьяком, медью, висмутом, полиметаллами, а также антагонизма к олову, бериллию и другим редким элементам литофильного ряда. Эти вопросы пока ответа не имеют.

Для того, чтобы выяснить пути миграции или движения продуктивных эманаций, флюидов и растворов в различных зонах

земной коры, необходимо представить состояние вещества и в какой его фазе происходит этот процесс.

Многие исследователи считают, что это — результат деятельности гидротермальных растворов. Такое представление несомненно, соответствующее природе, но происходит это, очевидно, только в самой верхней зоне земной коры. Дело в том, что на глубине, где геотермический градиент сравнительно высок — 400—600°, раствор, как отмечено, в жидком виде не может существовать и переходит в газовую фазу. Вследствие этого (Бабаев, 1983) мы огромное значение придаем пневматолizmu при формировании золоторудных месторождений. Но нужно отметить, что с глубиной повышается не только температура, но и давление, поэтому, очевидно, происходит определенное равновесие и температура кипения, особенно раствора сложного состава, значительно выше, чем при обычных условиях. Вследствие этого можно полагать, что для описываемой зоны, исходя из характера ее геологического строения, все эти процессы соответствуют глубине 3—5 км. На этой глубине еще сохраняются пористость и трещиноватость пород как благоприятный фактор для движения растворов, флюидов и эманаций. Но рудогенерирующие очаги, как показано на представленной модели, могут формироваться на значительной глубине, например от 10—15 до 35—40 км.

В результате исследований в различных регионах континента выяснено, что размах глубинных разломов составляет 50—60 км, а по данным некоторых исследователей, больше.

Мы считаем, что «глубокозаложенные» разломы ограничиваются глубиной, измеряемой несколькими километрами, максимум первым десятком (Бабаев, 1979).

Учитывая изложенное, можно полагать, что разломы в пределах описываемой зоны, очевидно, достигают рудогенерирующих очагов во всех трех вариантах (рис. 3, 4), но неизвестно, какой из вариантов действительно служит источником питания.

Если резервуар продуктивной физико-химической системы расположен в пределах гранито-гнейсовой зоны, то эта глубина тоже порядка 12—15 км.

На представленной геолого-генетической модели рассматриваемой зоны (рис. 3, 4) показаны все три варианта возможного места формирования очагов, но тем не менее, возможно, они не являются непосредственным источником питания. В связи с этим имеется предположение, что пневматолиты, флюиды и растворы, мигрирующие из соответствующих очагов, концентрируются в определенной зоне, где есть непроницаемые экранирующие горизонты и формируются зоны концентрации.

Для описываемой рудоотносно-структурной зоны таким горизонтом может являться контакт гранито-гнейсового слоя с мощной терригенно-метаморфической толщей ниже-среднепалеозойского возраста, сложенной сланцами и песчаниками. Слой этих

пород очень плотные, особенно на глубине 4—5 км, и поэтому они могут служить устойчивым экранирующим горизонтом. Тонкослоистые сланцы состоят из мелкозернистых устойчивых комплексов, таких, как кварц, слюда, акцессорные минералы. Песчаники значительно плотнее, чем сланцы, они мелкозернистые, состоят из кварца, слюд, полевого шпата и сцементированы кварцем.

Таким образом, экранирующее значение терригенно-метаморфического комплекса не вызывает сомнения.

На основе вышеизложенного можно предположить, что эманации, флюиды и растворы, идущие из различных глубин земной коры, концентрируются на контакте осадочного слоя с гранито-гнейсовым и такая продуктивная зона возникает, очевидно, на всем протяжении хребта, образуя линейно вытянутый резервуар, который и служит источником питания всех известных и еще неизвестных месторождений и рудопроявлений (рис. 3, 4).

Глубина залегания такого продуктивного горизонта предположительно 3—5 км.

Если такое представление соответствует действительности, то рудоносные зоны будут перспективны на глубину на всем протяжении хребта.

Для выяснения характера оруденения на глубине необходимо пробурить несколько относительно глубоких скважин и в дальнейшем в соответствии с особенностями района пересмотреть принципы и методы поисково-оценочных и геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмеджанов М. А. [и др.]. Геолого-геофизические особенности строения земной коры Средней Азии как основы ее тектонического районирования//Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии, вып. 28.— Ташкент: Изд-во САИГИМС, 1977. С. 20—30.
2. Бабаев К. Л. Лянгарское месторождение шеелита—молибдена//Научно-технический журнал № 5.— Ташкент: Изд-во Комитета наук УзССР, 1937. С. 20—31.
3. Бабаев К. Л. К золотоносности Нура-Тая//Изв. АН УзССР, № 2,— Ташкент: 1947. С. 78—87.
4. Бабаев К. Л. Некоторые представления об эволюции магматических систем и связанных с ними генетических типов золоторудных месторождений//Узб. геол. ж., 1976, № 5.
5. Бабаев К. Л. Количественная характеристика магматизма как основа геологического районирования (на примере Средней Азии)//Региональная геология Средней Азии, вып. 2.— Ташкент, изд-во САИГИМС, 1979. С. 124—137.
6. Бабаев К. Л. Генезис золоторудных месторождений (на примере Средней Азии)//Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра Средней Азии.— Ташкент: изд-во САИГИМС, 1982. С. 11—26.
7. Бабаев К. Л. Важнейшие разломы западных отрогов Южного Тянь-Шаня//ДАН УзССР, 1986, № 4. С. 42—44.
8. Козловский Е. А. Кольская сверхглубокая//Наука и жизнь, 1985, № 11.

9. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1982.

10. Пак А. А. О динамике ювенильных растворов.— Москва: Наука, 1968.

11. Смирнов В. И. Источники рудообразующих компонентов//Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых.— Ташкент: 1971.

УДК 553.44(235.216)

П. В. ПАНКРАТЬЕВ

ЭПОХИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Общие закономерности эволюции эндогенного рудообразования в истории развития Земли рассматриваются в трудах Ю. А. Билибина, В. С. Домарева, В. И. Казанского, Н. П. Лаверова, А. И. Тугаринова, В. И. Козеренко, Д. В. Рундквиста, В. И. Смирнова, Г. А. Твалчрелидзе, С. Д. Туровского, А. Д. Щеглова, Л. Дж. Миллера и Р. Е. Фолинсби и др.

В. И. Смирнов (1982) наметил 11 основных этапов в истории геологического развития земной коры, определяющих закономерную последовательность возникновения генетических групп эндогенных рудных месторождений от катархей до современного периода. Он подчеркнул, что формирование колчеданных месторождений базальтоидной серии началось с рубежа 3800 млн. лет.

Главнейшие аспекты эволюции медного и свинцово-цинкового рудообразования в ходе развития земной коры отражены в работах А. И. Кривцова, Г. В. Ручкина, Е. И. Филатова и др.

Е. И. Филатов и Е. И. Ширай (1979) установили, что наиболее продуктивна на свинец среднепротерозойская эпоха (1900—1400 млн. лет), несколько меньше каледонская (600—400 млн. лет) и герцинская (400—225 млн. лет), значительно меньше — раннепротерозойская (2500—1900 млн. лет), позднепротерозойская (1400—600 млн. лет) и киммерийская (225—100 млн. лет). Примечательно, что появление каледонского максимума в определенной степени связано со свинцово-цинковым месторождением миргалимсайского типа, а герцинского — с колчеданно-полиметаллическими месторождениями рудноалтайского, малокавказского и атасуйского типов.

Исследователи Тянь-Шаня выделяют четыре основные металлогенические эпохи — допалеозойскую, каледонскую, герцинскую, киммеридо-альпийскую и соответственно им эпохи свинцово-цинкового оруденения, из которых наибольшей продуктивностью выделяется герцинская (1, 9, 14). С ней связана и основная масса стратиформного свинцово-цинкового оруденения.

Анализ временных и пространственных взаимоотношений

свинцово-цинкового оруденения со стратиграфическими и магматическими комплексами и данных определений радиологического возраста свинца (У. Асаналиев, Е. В. Пучков, Е. З. Мещанинов, Л. А. Мирошниченко, Н. Г. Сыромятников, И. Х. Хамрабаев, А. М. Тугаринов, О. Л. Тохтоназаров, Т. Ш. Шаякубов, А. Г. Шмелев) указывает на правомочность выделения четырех вышеназванных эпох. Вместе с тем раскрытие полной эволюции свинцово-цинкового рудообразования требует более дробного членения эпох, особенно герцинской, во время которой сменялись разнообразными тектоно-магмо-металлогенетические процессы, обусловившие разнообразные типы свинцово-цинкового оруденения.

Докембрийская металлогенетическая эпоха. В исследуемом регионе в докембрийских образованиях промышленные месторождения свинцово-цинковых руд пока не известны, хотя имеются признаки минерализации (кварц-галенитовые жилы в Юго-Западном Гиссаре и гальки полиметаллических руд в Северном Чаткале), свидетельствующие о вероятном проявлении свинцово-цинкового рудообразования в это время. К стратиформным образованиям этой эпохи относятся серноколчеданное Ачикташское месторождение, приуроченное к графитистым сланцам Киргизской серии (PR_1) (5), и колчеданно-свинцово-цинковые, связанные с рифейскими (R_3) карбонатными черносланцевыми толщами, известными в Таласском хребте (Курганская группа) и Терской Ала-Тоо (Барскаун), которые выделяются соответственно в ачикташский, сарданинский и барскаунский типы (12).

Каледонская металлогенетическая эпоха. В ордовике — раннем силуре на границе Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского жесткого массива в связи с базальт-риолитовой формацией ордовика — силура появляются месторождения медно-цинково-колчеданного типа (Кульдара и др.). Их особенность заключается в интенсивном метаморфизме рудовмещающих пород и руд, что позволяет считать их образованиями данной эпохи.

В хр. Каратау (в зоне Каратауского рифта) в отложениях курумсакской свиты (ϵ_{1-2}) наряду с широко развитым баритом известны проявления свинцово-цинковых руд и признаки их стратиформного образования. Данные И. С. Сыромятникова и Л. А. Мирошниченко (1981) по абсолютному возрасту галенитов месторождений хр. Каратау также свидетельствуют о существовании раннекаледонского источника свинца в этом регионе. В прилегающем районе Северного Тянь-Шаня в связи с ордовикскими отложениями известны проявления медистых песчаников (хр. Молдо-Тоо, Киргизский) свинцово-цинкового оруденения, связанного с терригенно-туфогенными породами (басс. р. Ширгай).

Силур-раннедевонские карбонатные и вулканогенно-терригенные формации Южного Тянь-Шаня, как известно, перспективны на колчеданно-полиметаллическое оруденение (район Тамды,

Атбашинский хр. и др.) (Хамрабаев, 1958). По данным О. Л. Тохтоназарова (1981) и У. Асаналиева (1984), в Атбашинском хребте в осадочно-вулканогенных отложениях шириктинской свиты верхнего силура — раннего девона имеются горизонты со стратиформным полиметаллическим оруденением. Выше этой свиты в терригенно-сланцевой толще раннего девона отмечаются проявления колчеданно-полиметаллического и колчеданного типа (Снежное и др.).

Герцинская металлогеническая эпоха. Проявилась как эпоха наиболее интенсивного формирования свинцово-цинковых месторождений в Средней Азии (9). Это хорошо согласуется с общей глобальной продуктивностью данной эпохи (7). Внутри нее можно выделить три основных этапа, соответствующих ранне-, средне- и позднегерцинскому этапам металлогении.

В раннегерцинский этап (D_2 — C_1) формировались стратиформные свинцово-цинковые руды в живет-нижнетурнейских карбонатных и визе-серпуховских вулканогенных формациях. Они распространены соответственно в Среднем и Юго-Западном Тянь-Шане. К ним относятся известные промышленные месторождения хр. Каратау, разведанные в настоящее время в Западном Узбекистане месторождения Учкулачской группы, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта месторождение Хандиза, ныне отработанные месторождения Киргизии Кан и Сумсар, разведываемое в Алмалыкском районе месторождение Кульчулак, а также многочисленные проявления Чаткальского региона, еще не получившие окончательной оценки (Левобережное, Молодежное, Сарыкан, Канджайляу). Отдельные стратиформные свинцово-цинковые месторождения размещены в карбонатных отложениях Джергаланского района, Южного Присонкуля, хребтов Молдо-Тоо, Киргизского и др.

В Средней Азии более 50% разведанных запасов свинца и цинка приходится на месторождения, сформированные в средний девон-нижнекарбонатный этап. Сравнение интенсивности стратиформного рудообразования в карбонатных и вулканогенных толщах в герцинском цикле показывает, что в период D_{2-3} формировались преимущественно стратиформные месторождения в карбонатных толщах в Среднем Тянь-Шане. Максимум интенсивности формирования стратиформных месторождений в нижнем карбоне перемещен в Юго-Западный Тянь-Шань. Именно здесь в это время происходили интенсивные процессы деструкции, сопровождавшиеся активным субмаринным вулканизмом и образованием характерных для вторичных эвгеосинклиналией колчеданно-полиметаллических месторождений (8).

В раннегерцинское время, как известно, в Рудноалтайском поясе формировались полиметаллические месторождения гидротермально-метасоматического типа. Необходимо отметить, что позднедевонский—раннекаменноугольный металлогенический этап образования свинцово-цинкового оруденения охватил обширные

пространства соседнего региона Центрального Казахстана, для которого также характерны полиметаллические месторождения. По данным А. А. Абдулина, А. Е. Шлыгина (1933), пояс свинцово-цинковых месторождений, располагаясь на территории силурийской и среднедевонской консолидации, окаймляет часть Джунгано-Балхашской области, сохранявшую геосинклинальный режим. Здесь сосредоточены очень интересные объекты (Карагайлы, Жайрем, Такели и др.). В ряде случаев (в широтной ветви этого пояса) отмечаются переходы свинцово-цинкового оруденения в железо-марганцевое. К этому этапу относятся близкие по генезису месторождения цинка, свинца, барита в западных и южных частях Казахстанско-Тяньшаньского массива (Шалкия, Миргалимсай), которые рассматриваются как гидротермально-осадочные (Шалкия) и гидротермально-метасоматические (Ачисай).

При рассмотрении эволюции состава свинцово-цинкового оруденения обращает на себя внимание закономерное увеличение в рудах колчеданной составляющей и снижение барита от жибета к франу в Учкулач-Гузанской и Курамино-Ферганской металлогенических зонах и от нижнего фамена к турне — визе в Каратау-Чаткальской зоне. Повторяющаяся тенденция к усилению колчеданности руд свидетельствует об автономности проявления такой эволюции в этих регионах, что связано, видимо, с палеотектоно-металлогеническим режимом двух главных рифтогенных зон Средней Азии — Киргизско-Терской и Букантау-Южно-Ферганской. В целом же в Средней Азии к концу раннегерцинского цикла в рудах заметно увеличивается роль колчеданной составляющей, что, вероятно, обусловлено преобладанием в это время застойных фаций с северорудным заражением. Появление месторождений колчеданно-полиметаллического типа связано с проявлением вулканизма в активных окраинах срединных массивов, примером чего могут служить месторождения Лачинхана в Срединном и Хандиза в Юго-Западном Тянь-Шане. В Кураминской подзоне помимо руд Лачинханы, ассоциирующих с наюр-нижнебашкирской андезит-дацит-риолитовой (свиты уя-минбулак) формацией, к колчеданно-полиметаллическому типу могут быть отнесены проявления пирит-полиметаллической минерализации Кумбель-Угамской зоны (по данным Л. М. Глейзера, в районе Ташкескен-Кошмансай).

В среднегерцинский этап (C_{2-3}) в связи с формированием внутренней вулкано-плутонической дуги с усилением гранитоидного магматизма полиметаллические месторождения образуются преимущественно в связи со скарнами. Они пространственно ассоциируют со среднегерцинскими интрузиями, их производными (гранодиорит-адамеллиты, гранодиорит-порфиры и т. д.) и «малыми интрузиями» спорного генезиса (гранодиориты, гранит-порфиры и др.) в Кураминской и Северо-Чаткальской подзонах (Алтын-Топкан, Чал-Ата, Кансай, Курусай, Кошмансай, Найза-

Тугай и др.). С комплексом гранодиоритов верхнего карбона в Южном Тянь-Шане ассоциируют трещинно- жильные рудопроявления (Нуратау, г. Зирабулак и др.).

Формирование скарновых месторождений — результат наложенной орогенной активизации срединных массивов. Не исключено, что в процесс рудообразования вовлекались и несущие повышенный кларк свинца и цинка карбонатные толщи. С процессом разрушения и перестройки ранее мощной континентальной коры и связано, вероятно, возникновение на протяжении всего герцинского цикла свинцово-цинковых месторождений. На каждом последующем этапе создавались новые месторождения и разрушались или в значительной степени преобразовывались ранее возникшие. Примечательно, что нередко одни и те же разломы глубинного характера контролируют стратиформные, скарновые и жильные свинцово-цинковые месторождения, примером чего может служить Курусай-Окуртауский разлом.

Позднегерцинский этап (Р) характеризуется разнообразными типами свинцово-цинкового оруденения — скарново-березит-полиметаллическим (Кумышкан), кварц-серебро-полиметаллическим (Лашкерек), кварц-флюорит-полиметаллическим (Агата, Чибаргата), олово-полиметаллическим (Верхний Шаваз). Руды пространственно ассоциируют с малоглубинными породами кислых гранодиоритов и внутрижерловыми фациями пермской риолитовой формации. К этой эпохе также относятся многочисленные кварц-галенитовые и кварц-галенит-флюорит-свинцовые жильные образования Кураминской подзоны и Юго-Западного Гиссара (Кугитанг), в последнем они ассоциируют с дайками субщелочных базальтоидов.

Киммерийская эпоха. С ней связано образование свинцового оруденения осадочно-эпигенетического и гидротермального происхождения. Осадочные проявления наиболее широко распространены в Байсунской подзоне, где, по данным А. Д. Шмулевича, они размещаются в карбонатных и карбонатно-терригенных породах альба и турона, образовавшихся в зонах береговых линий соответствующих морей, и имеют низкие содержания свинца и цинка (Юго-Западный Гиссар, рудопроявления Аулатское, Кайрак, Ичкарисай, Аксу, Тиллясай). Низкотемпературные жильные и стратиформные образования представлены небольшими промышленными месторождениями Западного Кугитанга (ТуркмССР), размещающимися в юрских известняках (Кандара, Катта-Камоу, Майдан-Шах и др.).

На примере Тянь-Шаня еще раз подтверждается общая закономерность эндогенного рудообразования, выявленная В. И. Смирновым и обоснованная для фанерозойского свинцово-цинкового оруденения Е. И. Филатовым — цикличность, стадийность, направленность и необратимость.

Цикличность выражается в периодической повторяемости образования свинцово-цинкового оруденения в различные металло-

генические эпохи. При сравнении геологического возраста свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и других регионов мира подтверждается общая для свинцово-цинковых месторождений закономерная повторяемость их проявления в каждом члнном завершнном цикле развития подвижных зон на определенном этапе их эволюции. Так, месторождения колчеданно-полиметаллической и барит-свинцово-цинковой формаций возникают на раннем этапе развития в каледонском, герцинском и киммерийском циклах. В рамках отдельных эпох намечается зависимость состава руд от тектонического типа развития той или иной структурно-металлогенической зоны, что отчетливо показано на примере колчеданно-полиметаллических месторождений Средней Азии (Панкратьев и др.). В частности, в нижнекарбонную эпоху колчеданное семейство образует единый ряд со взаимными переходами от несвинцовоносных медноколчеданных и медно-магнетитовых месторождений в рифтогенных эвгеосинклинальных прогибах (Южный Гиссар) до существенно свинцово-цинковых во вторичных эвгеосинклиналях. Эта закономерность устанавливается и для других колчеданосных провинций СССР (6).

Повторяемость наиболее отчетливо выражена в становлении однотипных месторождений стратиформного типа в раннем палеозое, живете—фамене и юре. При этом выявляется миграция зон развития стратиформного оруденения с севера на юг — в кембрии — ордовике в Каратауской зоне, живете — фамене — в Кураминской, юре — Кугитанской, что соответствует направленности миграции рифтогенных зон (2).

Направленная последовательность (необратимость) образования рудных формаций свинца и цинка выражается в закономерной смене рудных формаций, связанных с определенными типами наложенных тектоно-магматических процессов. Раннему вторичногеосинклинальному этапу присущи колчеданно-полиметаллические месторождения, связанные с вулканогенными формациями риолитоидного ряда; в зонах эпиконтинентальных рифтогенных структур формируются карбонат-барит-свинцово-цинковые месторождения. В связи с наложенной внутренней вулканоплутонической дугой в контактовых зонах гранитоидных интрузий проявляются скарново-полиметаллические месторождения. Для поздней поперечной вулканической дуги характерны серебро-полиметаллические, флюорит-редкометалльно-полиметаллические месторождения, связанные с трахириолит-трахибазальтовым комплексом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии//Собрание сочинений. Т. V.— Ташкент: Изд-во Наука УзССР. 1965.

2. Абдуллаев Р. Н., Далимов Т. Н. О явлениях деструкции в фундаменте герцинид Южного Тянь-Шаня//Узб. геол. ж., 1979, № 3. С. 53—59.
3. Абдуллин А. А., Шлыгин А. Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1983. 312 с.
4. Асаналиев У. Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня.— Фрунзе: Илим, 1984. 289 с.
5. Байбулатов Э. Б. Ачик-Ташское серноколчеданное месторождение и его генезис.— Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. 192 с.
6. Горжевский Д. И. Сопоставление свинцово-цинковых и медно-колчеданных провинций//Геология рудных месторождений, 1974, № 1. С. 89—92.
7. Горжевский Д. И., Макеева И. Т. Стратиформные месторождения цветных металлов (Условия локализации и происхождение стратиформных месторождений свинца, цинка и меди)//Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения.— М.: ВНИИП, 1982. Т. 12. 168 с.
8. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1981. 254 с.
9. Региональная металлогения центральной части Средней Азии/Отв. редактор Т. М. Мазокина-Воронич.— Ташкент: Фан, 1979. 268 с.
10. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории//Геология рудных месторождений. 1982. № 4. С. 3—20.
11. Сыромятников И. С., Мирошниченко Л. А. Изотопно-свинцовый возраст свинцово-цинковых и полиметаллических руд стратиформных месторождений Казахстана//Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Тез. докл.— Фрунзе: ФПИ, 1981. С. 130—132.
12. Тохтоназаров О. Л. Типы стратиформных месторождений Киргизии, условия их образования и поисковые признаки//Стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов. Тез. докл.— Фрунзе: ФПИ, 1981. С. 101—103.
13. Хамрабаев И. Х. Магматизм и полиметаллические процессы в Западном Узбекистане.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 471 с.
14. Шмидевич А. Д., Мирходжаев И. М. Металлогенические эпохи свинцово-цинкового оруденения Тянь-Шаня//Узб. геол. ж., 1972, № 4. С. 16—20.

УДК 553.25/26(575.11)

М. М. МАНСУРОВ, С. К. СМИРНОВА, В. В. КОЗЛОВ

ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ КУРАМИНСКОЙ ПОДЗОНЫ

Магматические образования герцинского цикла играют большую роль в геологическом строении Срединного Тянь-Шаня. Х. М. Абдуллаев (1960) подчеркивал, что «Среднюю Азию нужно рассматривать как провинцию герцинского магматизма, особенно позднегерцинского», который в основном определяет металлогенический облик региона.

Х. М. Абдуллаев, Ф. Ш. Раджабов, Т. М. Воронич и др. (1) предложили схему развития герцинского тектоно-магматического цикла, согласно которой рудные образования Кураминской подзоны связаны с четырьмя этапами этого цикла: добатолитовым (D_2-C_1), батолитовым (C_2-C_3), малых порфировых интрузий

теллуридно-золото-серебруродное

сульфидно-силикатно-касситеритовая	медно-висмутовая	кварц-полисульфидно-теллуридно-золоторудная	серебро-полисульфидная	кварц-барит-флюоритовая (с галенитом)
Sn, Pb, Zn, Ag, В	Cu, Bi, Ag, Au, Pb	Au, Ag, Te, Sb, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn, (Hg)	Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, (Sn), (Mn), (Au)	Pb, Zn, Ba, F (Sb), (Ag)
Липаритовые порфиры и их туфы (P ₁), сиенит-порфиры (P ₂ -T ₁)	Липаритовые порфиры и их туфы (P ₂ -T ₁)	Андезитовые порфириты (C ₂₋₃) андезито-дацитовые порфириты (P ₁)	Липаритовые, трахилипаритовые порфиры и туфы (P ₂ -T ₁) гранодиориты (C ₂), известняки (Д)	Гранодиориты (C ₂), кварцевые порфиры (P ₂)
СВ разломы и зоны трещиноватости	ВСВ разломы	ВСВ разломы	Главным образом—в СВ сдвигах (IV гр.) оперяющ. трещ., в основн. системах	
Высоко-средне-температурная	Низкотемпературная	Низкотемпературная	Низкотемпературная	Низкотемпературная
Гипабисс.	Ближеповерх. до 1000	До 1000 м	Ближеповерхн. до 1000	Ближеповерх.
Шавкатли, С. Шаваз	Тары-Экан Адрасман	Кочбулак	Лашке рек, Канджол, Канимансур, Королево, Гава, Учочак, Джаманкудук	

(P_1-P_2) и дайковым (T_1 (?). Вулканогенные образования, по Х. М. Абдуллаеву, являются синхронными интрузивными комплексами (там же, стр. 278—279).

Идеи о многофазности рудного процесса в Кураминском регионе высказывали многие исследователи: Б. Н. Наследов (10), В. Г. Гарьковец, И. В. Мушкин и др. (11), В. А. Арапов (2). Систематика рудных (в том числе золоторудных) формаций Узбекистана, составленная А. А. Малаховым (7), базируется на схеме Х. М. Абдуллаева.

Многолетние минералого-геохимические и геолого-структурные исследования авторов на ряде рудных месторождений Кураминской подзоны позволили внести дополнения в схему последовательности формирования рудных формаций (таблица). В схеме отчетливо прослеживается приуроченность конкретных рудных формаций к определенным возрастным группам и генетическим типам магматизма. За основу схемы приняты представления Х. М. Абдуллаева, Ф. Ш. Раджабова и др. (1), Т. М. Мацокиной-Воронич и др. (14) о развитии тектоно-магматического цикла в Кураминской подзоне.

При изложении материала авторы пользуются понятиями «рудная формация», «семейство рудных формаций», «горизонтальный ряд рудных формаций».

В понятие «рудная формация» вслед за В. А. Кузнецовым (6), Р. М. Константиновым (5), А. Д. Щегловым (20) мы вкладываем представления о минеральном составе, тектоно-магматических условиях образования и промышленной значимости рудных концентраций.

Под «семейством рудных формаций» мы понимаем группы рудных формаций, которые формируются на определенном тектоно-магматическом этапе.

«Горизонтальный ряд рудных формаций» отражает изменения в составе ведущих минеральных ассоциаций, образовавшихся близко одновременно (5).

Существование эндогенной минерализации, связанной с батолитовым этапом (D_3-C_1), доказывается наличием рудных обломков в породах C_{1-2} . Известна также стратиформная полиметаллическая минерализация в карбонатных породах D_3-C_1 (Сумсар, Калканата). Имеется предположение о медноколчеданной минерализации в визейских породах в районе Южного Янгикана (3). Стратиформную полиметаллическую формацию можно рассматривать как один из вероятных источников рудного вещества в более поздних гидротермальных процессах. По данным геологов из Таджикистана, в сланцах S Моголтау обнаружена вольфрамовая минерализация, подобная западноузбекистанской.

С батолитовым этапом (C_2-C_3) связана довольно разнообразная минерализация, объединяемая по типоморфным элементам в железо-золото-мышьяковое семейство рудных формаций.

Помимо скарнов с медно-магнетитовой, бор-магнетитовой и полиметаллической минерализацией гипабиссального уровня глубинности мы включили сюда малоглубинные кварц-турмалиновые с касситеритом, кварц-гематитовые жилы и проявления вторичных кварцитов (кварц-алунит-дюмортьеритовые; Гава, Акташ). По-видимому, в этот же период сформировались золотые рудопроявления кварц-пирит-арсенопиритовой с золотом (Такели), кварц-пирит-золоторудной (Кызылалма), кварц-карбонат-адуляр-золоторудной (Чадак), карбонат-золоторудной (Бешкан). Для них характерна связь золота с мышьяком, которая ослабевает от более глубоких рудопроявлений (Такели) к близповерхностным (Чадак), где мышьяк фиксируется в виде примеси в пиритах продуктивной ассоциации.

К послетаболитовому этапу (P_1) относится формирование основных промышленных месторождений меди. С поздними стадиями этого этапа связано образование кварц-золоторудных с теллуридами проявлений в Алмалыке.

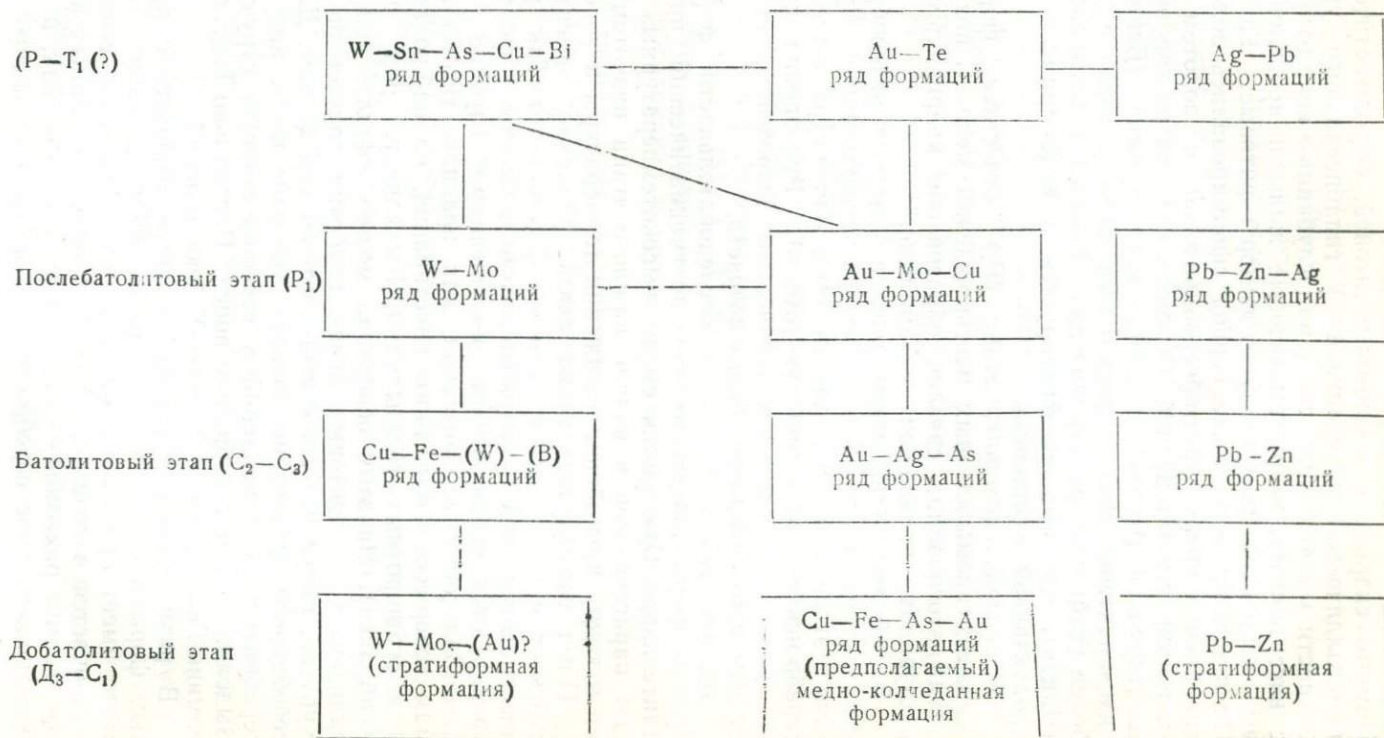
В дайковый этап сформировалась весьма разнообразная минерализация, главным образом близповерхностная. Рудные формации этого этапа мы объединяем в олово-сурьма-теллур-золото-серебро-свинцовое семейство (схема). Рудопроявления обычно приурочены к вулcano-тектоническим депрессиям, выполненным вулканитами позднепермского возраста.

Из предложенной схемы последовательности формирования рудных формаций видно, что постмагматический процесс был длительным. Отмечается смена высокотемпературных минеральных парагенезисов в начале каждого этапа низкотемпературными к концу при общем понижении температуры в ходе процесса.

Нами учитывалась также связь различно ориентированных структур с конкретными рудными формациями. Так, руды скарново-магнетитовой и скарново-полиметаллической формаций контролируются субширотными нарушениями глубинного заложения. Золоторудные формации, как правило, тяготеют к разломам север-северо-западного простирания, но наблюдается также и в субширотных (Кызылалма, Кызылчеку, ряд рудных тел Кочбулака). На этом основании можно ожидать золотую минерализацию в пиритовых рудах глубоких горизонтов Кансаия и Курусая, приуроченных к субширотным структурам. Для поисков серебряного оруденения большое значение имеет приуроченность серебряных месторождений к северо-восточным структурам (8). Выделяется три серебряных пояса: Центрально-Таджикский, Курамино-Гиссарский и Западно-Узбекистанский.

В ряде рудных полей наблюдается совмещение руд различных формаций — двух, трех (реже более), каждая из которых часто имеет промышленное значение. Причина совмещенности заключается в сочетании различно ориентированных в пространстве систем разломов — «мультиструктур» (8). Так, в Канджольском рудном поле серебро-полисульфидные руды локализуются в:

Эмпирическая схема развития рядов рудных формаций герцинского цикла Кураминской подзоны
(составил В. В. Козлов)



северо-восточных структурах, а золотая минерализация (Школьное) — в северо-западных. В Такелийском рудном поле субширотные разломы контролируют полиметаллическую минерализацию, северо-восточные — серебро-полисульфидную, а северо-западные — кварц-пирит-арсенопирит-золоторудную. Наблюдается также совмещение руд различных формационных типов в одних и тех же структурах и на одних гипсометрических уровнях, т. е. телескопирование. Эти признаки присущи полиформационным (полигенным и полихронным) рудным узлам (12). В Кураминской подзоне наиболее благоприятны пересечения субширотных, северо-восточных и северо-западных разломов. В местах их пересечения могут образовываться рудные узлы, имеющие важное промышленное значение, к которым относится Кочбулакский рудный узел. Метод формационного анализа позволяет прогнозировать в качестве полиформационных рудных узлов ряд площадей: Такелийскую, Западно-Кансайскую, Лашкерекскую и Гавайскую.

Следует отметить, что руды различных рудных формаций занимают различное глубинное положение, более ранние (скарново-магнетитовые и скарново-полиметаллические) — на самых нижних горизонтах, более поздние (кварц-золоторудные с теллуридами) — на средних, а наиболее юные (серебро-полисульфидные) — на верхних. Таким образом, намечается определенная ярусность или зональность в размещении разноэтапного оруденения. Эта зональность (пульсационная, по С. С. Смирнову, или стадийная, по В. И. Смирнову) позволяет определять уровни эрозионного среза рудных тел и перспективы отдельных участков рудного поля.

Как следует из краткого обзора, в истории герцинского цикла развития Кураминской подзоны достаточно отчетливо выделяются четыре этапа с соответствующими им рудными комплексами. Каждый этап начинается с образования высокотемпературных (скарновых, грейзеновых) месторождений среднего уровня глубинности и заканчивается отложением низкотемпературных минеральных ассоциаций в малоглубинных и приповерхностных условиях. Такая последовательность позволяет объединить различные по составу и условиям образования рудные формации одного этапа в единое семейство.

Между отдельными рудными формациями как внутри каждого семейства, так и от ранних семейств к поздним существуют связи, обусловленные общностью типоморфных элементов. На этом основании мы выделяем горизонтальные ряды рудных формаций (см. схему).

олово-сурьмяно-висмутовый
золото-теллуридный
серебро-свинцовый

P—T₁ (?)

вольфрам-молибденовый золото-молибден-медный свинцово-цинковый с серебром	P ₁
медно-железородный (с бором) золото-серебро-мышьяковый свинцово-цинковый	C ₂ —C ₃
редкометалльный медно-золото-мышьяковый (?) свинцово-цинковый (стратиформная формация)	D ₃ —C ₁

В свою очередь, разновозрастные ряды рудных формаций по ведущим типоморфным элементам обнаруживают геохимическую унаследованность от ранних к поздним (схема). Выделены «вертикальные» группы формаций:

свинцово-цинковая с серебром
медно-молибденово-висмутовая
мышьяк-золоторудная
редкометалльная (вольфрам-молибден-оловянная).

При этом выявляются следующие тенденции, подобные ранее отмеченным И. М. Головановым (4) для меднорудных формаций:

- 1) цикличное повторение горизонтальных рядов рудных формаций;
- 2) сближение геохимических особенностей различных рудных формаций на поздних этапах и появление своеобразных «гибридных» формаций.

Используя представления о горизонтальных рядах формаций и их вертикальных связях по типоморфным элементам, а также зная специфику поздних рудномагматических циклов, можно с определенной степенью достоверности прогнозировать металло-генетический облик района.

Выводы

1. Специфику рядов формаций обуславливает отчетливо прослеживаемая парагенетическая связь рудных формаций с определенными типами магматизма.
2. Подчеркивается связь конкретных рудных формаций с определенно ориентированными тектоническими структурами.
3. Показана стадийная (пульсационная) зональность размещения рудных формаций.
4. Сформулированы представления о полиформационном характере ряда месторождений и рудных полей.

5. На основании сходства типоморфных ассоциаций химических элементов в рудных формациях выявлены циклические повторения горизонтальных рядов формаций с тенденцией к сближению геохимических особенностей различных рудных формаций, особенно на поздних этапах развития.

6. Выделенные авторами ряды рудных формаций, сменяющие друг друга во времени, дают возможность в определенной обстановке прогнозировать недостающие звенья ряда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор.— Ташкент: Фан, 1958. 299 с.
2. Арапов В. А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона.— Ташкент: Фан, 1983. 256 с.
3. Борисов О. М., Мансуров М. М. О верхневизейской вулканической деятельности в Карамазаре//Зап. Узб. отд. ВМО, 1971, № 24. С. 11—14.
4. Голованов И. М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1975. 262 с.
5. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений.— М.: Наука, 1973. 215 с.
6. Кузнецов В. А. Рудные формации//Геология и геофизика, 1972, № 6. С. 5—14.
7. Малахов А. А. [и др.]. Эндогенные рудные формации Узбекистана. Т. 1.— Ташкент: Фан, 1968. 371 с.
8. Мансуров М., Мусин Р. А. Мультиструктурный контроль оруденения.— Ташкент: Фан, 1982. 101 с.
9. Мацокина-Воронич Т. М. О генетических рядах рудных образований//Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане.— Ташкент: Фан, 1972. С. 117—127.
10. Наследов Б. Н. Карамазар. Труды ТПЭ, 1933, вып. XIX, 1935.
11. Основные черты металлогении Узбекистана (В. Г. Гарьковец, И. В. Мушкин, А. П. Титова, В. А. Арапов и др.)— Ташкент: Фан, 1979. 271 с.
12. Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований//Зап. ВМО, 1956, № 3. С. 321—332.
13. Петровская Н. В. Что же такое полигенные рудные месторождения?//Зап. ВМО, 1986, 115, № 3. С. 273—287.
14. Региональная металлогения центральной части Средней Азии (под ред. Т. М. Мацокиной-Воронич).— Ташкент: Фан, 1979. 267 с.
15. Рудные и рудоносные формации (под ред. Ю. А. Косыгина, Е. А. Кулиша).— М.: Недра, 1983. 174 с.
16. Рудные поля Карамазара. Душанбе: Ирфон, 1972.
17. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1969. 396 с.
18. Рудоносность орогенных структур Среднего Тянь-Шаня (под ред. Н. П. Лаврова).— М.: Наука, 1985. 148 с.
19. Хамрабаев И. Х., Мансуров М., Рахматуллаев Х. Р. Металлогенические особенности золотого оруденения.— В кн.: Региональная металлогения Центральной части Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1979.
20. Щеглов А. Д. О практическом значении понятия «рудная формация»//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1986, № 662. С. 41—47.

А. В. ПОКРОВСКИЙ

**НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

Х. М. Абдуллаев в своих трудах неоднократно подчеркивал важность и перспективность петрометаллогенических исследований, понимаемых как «...изучение магматических и метаморфических образований с точки зрения их рудоносности, металлогенической специализации и причин образования и отделения рудоносных растворов...» (2, стр. 8), а также отмечал, что «...изучение роли больших глубин может дать материал для объяснения различной степени металлоносности магм, причин многофазности магматических проявлений и т. п.» (1, стр. 41). В развиваемых им концепциях (1, 2) метаморфические формации не нашли должного отражения, но в свете полученных к настоящему времени данных об условиях их формирования его идеи о тесной взаимосвязи геологических явлений, происходящих в верхних «структурно-геологических ярусах» и глубинных зонах земной коры, а также о причинной зависимости магматических и постмагматических процессов от естественно-исторического развития конкретных регионов приобретают современное звучание и получают дальнейшее развитие.

Метаморфические формации Средней Азии в различных аспектах, в том числе и металлогенических, изучали многие исследователи (3, 4, 7, 13, 17 и др.). В настоящей статье делается попытка привлечь внимание лишь к наиболее существенным из них.

Прежде всего, остановимся на метаморфических формациях как источниках объективной информации о строении, составе, физико-химических и других условиях проявления геологических процессов, в том числе и рудообразования, глубинных зон земной коры и верхней мантии прошлых геологических эпох, недоступных для непосредственного изучения.

Как известно, проблема геологии глубинных зон давно привлекает внимание исследователей. Она разрабатывалась по международному проекту «Верхняя мантия...», а сейчас — по «Геодинамическому проекту». Однако полученные результаты касаются в основном современного состояния литосферы и практически не дают ответа на затронутый вопрос. Между тем, так же как и ксенолиты глубинных пород в диатремах и дайках кимберлитов и щелочных базальтоидов (5, 9) они являются непосредственными представителями вещества различных глубинных зон (15) и довольно чуткими индикаторами свойственных им термодинамических, геохимических и тектонических режимов геосинклинально-складчатых поясов (19, 20).

По существующим представлениям (В. С. Соболев, В. В. Белоусов, Н. Л. Добрецов, Н. Г. Судовников, И. А. Резанов и др.), установленное по данным ГСЗ субгоризонтальное положение сейсмологических границ в земной коре и, возможно, верхней мантии, очевидно отражает их нормальную метаморфическую зональность. Причем поверхность раздела амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма сопоставляется с границей Конрада, а более глубинная зона фазового перехода базальт (гранулит) — эклогит — Мохоровичича. В соответствии с этим метаморфические формации филлитовой и зеленосланцевой фаций отождествляются с осадочно-метаморфическими, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой — с гнейсово-гранитовым, а гранулитовой — с гранулитобазитовым слоями земной коры. Формации эклогитовой и гроспидитовой фаций, очевидно составляют верхи верхней мантии (23 и др.).

Таким образом, обнаруживающиеся на поверхности разновозрастные метаморфические формации какой-либо геоструктурной зоны или региона в сущности представляют фрагменты нормального разреза их земной коры и, иногда, верхней мантии для соответствующего тектоно-магматического цикла или этапа развития. Современное состояние учения о метаморфизме позволяет получить детальное представление о термодинамических, геохимических, а иногда и геотектонических условиях образования этих формаций и тех глубинных зон, в которых они формировались. Более того, представляется возможным прогнозировать наиболее вероятные условия и особенности проявления метаморфических и других процессов на разных глубинных уровнях в предшествующие геологические эпохи и раскрыть основные тенденции их эволюции.

Так, по результатам наших исследований (17), обнаруживающиеся метаморфические формации Байсунской и Южно-Гиссарской зон Южного Тянь-Шаня в совокупности представляют весь ряд от филлитовой до гранулитовой фации и сформировались в интервале температур 250—870°C и давлений 0,8—6,5 кбар при геотермическом палеоградиенте 40—43°C/км. Это в сущности — нормальный разрез континентальной земной коры каледоно-герцинской области завершённой складчатости Южного Узбекистана глубиной 18—20 км. Установлено также, что селективный анатексис и выплавление палингенных гранитоидных расплавов происходило в корневых частях геосинклинальных прогибов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Эти процессы охватили докембрийский амфиболито-гнейсовый комплекс их основания при температуре 570—650°C и способствовали зарождению ядер роста диапиронидных гнейсо-гранитовых куполов стадии инверсии тектонических движений, обусловивших формирование «батолитовых» массивов гранитоидов.

Условия формирования метаморфических формаций Нуратинского региона более разнообразны (19, 21).

Так, в Туркестано-Алайской зоне амфиболит-субглаукофан-сланцевая формация иттынусайской свиты сформировалась в среднепалеозойский этап метаморфизма рифей-нижнепалеозойских (?) эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных образований на глубине 25—30 км при температуре 430—500°C и давлении 8—10 кбар, отвечающих геотермическому палеоградиенту 12—13° С/км. Это позволяет предполагать ее приуроченность к палеозоне Заварицкого-Беньоффа.

В Зарафшано-Туркестанской зоне разновозрастные вулканогенно-осадочные образования тасказганской (R₃) и кутанбулакской (C₁₋₂) свит составляли основание миогеосинклинали и претерпели метаморфизм в более разнообразных условиях, обусловивших формирование раннегерцинской (C₂) гранат-ставролит-сланцевой и позднегерцинской (C₃—P₁) гранат-андалузит-сланцевой метаморфических формаций. Судя по полученным данным (19, 21, 22), первая из них в районе Кошрабадского брахиантиклинального поднятия формировалась на глубине 13—15 км при температуре 550—580°C и давлении 4,5—5,0 кбар, а в горах Каракчатау — на глубине 22—23 км при температуре 370—698°C и давлении 0,5—6,2 кбар, отвечающих геотермическому палеоградиенту 31—33° С/км. Позднегерцинская гранат-андалузит-сланцевая формация в районе Устук-Темиркабукской брахиантиклинали образовалась в значительно менее глубинных условиях (12—13 км) при температуре 480—530°C и давлении 3,8—4,0 кбар, соответствующих геотермическому палеоградиенту 37—40° С/км.

Как видно из приведенных данных, метаморфические формации несут информацию не только о термодинамических параметрах древних подвижных зон на разных глубинных уровнях и этапах развития, но и о существовавших в них геотермических градиентах, которую вряд ли можно получить каким-либо другим методом.

Метаморфические формации могут иметь большое значение и для раскрытия особенностей физико-химических и геотектонических режимов на разных стадиях геоструктурной эволюции геосинклинально-складчатых поясов. Это обусловлено тем, что они образуют определенные природные ассоциации (ряды), связанные, по А. Миясиро (14, 25), с жадеит-глаукофановой, кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фаціальными сериями или петрогенетическими типами регионального метаморфизма, различающимися термодинамическим и геотектоническим режимами. А. А. Маракушев (11) выделил их в натриевый эклогит-спилитовый, натриево-калиевый жедрит-плагиогнейсовый и существенно калиевый магматит-слюдьяносланцевый ряды метаморфических и сопряженных с ними магматических формаций. Первый из них характерен для эвгеосинклиналей, закладывавшихся на океанической коре, второй — для ранних, а третий — для поздних этапов развития «терригенных» миогеосинклиналей

о краин континентов. Несколько позже оказалось целесообразным выделить еще один более ранний ряд формаций, отвечающий низкотемпературному «начальному» протогеосинклинальному метаморфизму (12, 14) или метаморфизму «океанического погребения» (8). Эти формационные ряды образуют метаморфические пояса и, закономерно сменяя друг друга, отражают зональность и пространственно-временную эволюцию термодинамических, геохимических и геотектонических режимов в последовательные стадии становления и консолидации земной коры с переходом ее от океанического типа к континентальному.

Характерным примером могут служить выявленные нами последовательность метаморфических процессов и латеральная метаморфическая зональность Южного Тянь-Шаня (18, 19). Она совпадает со структурно-формационной зональностью и наиболее отчетливо выражена для среднепалеозойского этапа каледонского цикла, знаменующего, очевидно, важный рубеж в геоструктурной эволюции этого геосинклинально-складчатого пояса. В центральной Зарафшано-Туркестанской протогеосинклинальной зоне к этому времени проявился низкотемпературный «начальный» метаморфизм низких давлений, по P—T параметрам не превышавший условия зеленосланцевой фации и охвативший в основном кембро-ордовикские вулканогенно-осадочные образования (искадарская, алтыкольская, кутанбулакская, живачисайская свиты и пр.). По обе стороны к ней примыкали эвгеосинклинальные прогибы Туркестано-Алайской и Зарафшано-Алайской зон, к которым приурочены соответственно Букантау-Фергано-Атбашинский (кумбулакская, учкудуктауская, иттынусайская, канская, майлисайская свиты и др.) и Знаэтдин-Зарафшанский (гарифская, ягнобская, китармайская свиты) пояса своеобразного глаукофан-зеленосланцевого высокобарического метаморфизма натриевого профиля, отличающегося от жадеит-глаукофанового типа (по А. Миясиро) более низкими градиентами термодинамических параметров. Он обусловил формирование амфиболит-глаукофан-сланцевых формаций за счет эвгеосинклинальных офиолитовых формаций, тяготеющих к зонам Южно-Ферганского и Северо-Гиссарского глубинных разломов, представлявших, возможно, в то время палеозоны Заварицкого-Беньоффа. Далее к югу в пределах Южно-Гиссарской миогеосинклинальной и Байсунской субгеосинклинальной зон располагаются Султануиздаг-Южногиссарский пояс натрово-калиевого кианит-силлиманитового типа метаморфизма умеренных давлений и Гарм-Байсунский пояс существенно калиевого андалузит-силлиманитового типа метаморфизма низких давлений, сложенные соответственно, жедрит-плаггиогнейсовым и мигматит-слюдяносланцевым рядами метаморфических формаций. Подобная же зональность фрагментарно прослеживается и в северном борту каледонской геосинклинальной системы, но в Кураминской зоне она значительно затусшевана герцинским магматизмом.

В герцинской геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня к концу позднепалеозойского этапа метаморфическая зональность приобрела более генерализованный характер. Проявления натриевого глаукофан-зеленосланцевого (жадеит-глаукофанового) метаморфизма отсутствовали, а натрово-калиевого кианит-силлиманитового и существенно калиевого андалузит-силлиманитового петрогенических типов метаморфизма охватили практически всю территорию Южного Тянь-Шаня. Первый из них в основном проявлялся в раннегерцинских, а второй — в позднегерцинских прогибах и обусловили интенсивное развитие гранитоидного магматизма с формированием трондземит-плагιοгранитовой и гранодиорит-гранитовой формаций. Все это привело к возникновению и окончательной консолидации континентальной земной коры Южного Тянь-Шаня, что подчеркивали многие исследователи (10).

Таким образом, в вещественно-исторической эволюции Южного Тянь-Шаня отчетливо намечается последовательная закономерная смена метаморфических формаций низкотемпературного «начального» протогeosинклинального метаморфизма эвгеосинклинального метаморфизма эвгеосинклинальным глаукофан-зеленосланцевым (жадеит-глаукофановым), миогеосинклинальным кианит-силлиманитовым и, затем, субгеосинклинальным андалузит-силлиманитовым типами регионального метаморфизма. Эта смена отражает непрерывно-прерывистое снижение давления (глубинности) и повышение активности калия при метаморфических и магматических процессах, что наложило существенный отпечаток и на характер связанного с ними рудообразования. Подобные изменения условий метаморфизма и магматизма, связанные с последовательной сменой протогeosинклинального (C_1-O_2), эвгеосинклинального ($O_3-S_1 W^1$), миогеосинклинального ($S_1 W^2-C_2 m^1$) и субгеосинклинального ($C_2 m^2-P_1$) тектонических режимов, установлены нами для Нуратинского региона (19, 21).

По нашим представлениям (17, 18, 19), каждый петрогенический тип метаморфизма объединяет совокупность процессов, составляющих метаморфический цикл, в развитии подвижных зон совпадающий с тем или иным геосинклинальным (тектоно-магматическим) циклом. Различаются полные и редуцированные циклы. Полные характерны для кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов метаморфизма. Они начинаются изохимическим прогрессивным региональным метаморфизмом погружения в демиссионную стадию развития геосинклинальных прогибов. По мере достижения высокотемпературных фаций в глубинных зонах прогибов проявляются аллохимические процессы метасоматической гранитизации, перерастающие в условиях амфиболитовой фации в явления ультраметаморфизма (селективный анатексис, палингенез и др.), стимулирующие зарождение и рост диапирогидных гнейсо-гранитовых куполов стадии инверсии.

Интенсивность и масштабы их проявления определяются длительностью и масштабами сопряженного процесса—дегранитизации пород в переходной зоне от амфиболитовой фации к гранулитовой. Внедряющиеся гнейсо-гранитовые купола прорывают слабо метаморфизованные толщи верхних структурных ярусов и, дополнительно переплавляясь в апикальной части, образуют субавтохтонные «батолитовые» массивы гранитоидов, являющиеся источником аллохтонных дискордантных интрузивных тел (16, 17, 23). С ними обычно связаны проявления контактового метаморфизма различных фаций глубинности (от роговиковых до гнейс-магматитовых). В постинверсионную регрессивную стадию цикла проявляются процессы аутометаморфизма, постмагматического метасоматоза и диафтореза, перерастающие в интенсивное региональное кислотное выщелачивание пород, по мере снижения изоград охватывающее все более глубинные части разрезов гнейсо-гранитовых куполов. Такова в общих чертах схема последовательности процессов в полном метаморфическом цикле. При кианит-силлиманитовом типе метаморфизма, в отличие от андалузит-силлиманитового, они проявлялись при большой активности натрия и более высоком давлении (глубинности), что обуславливало возникновение более высокотемпературных плагногнейсовых и ставролит-кианит-плаггиосланцевых метаморфических и трондъемит-плаггиогранитовых интрузивных формаций. Метаморфические циклы начального и жадеит-глаукофанового типов метаморфизма редуцированные и представлены лишь процессами изохимического прогрессивного метаморфизма и диафтореза без проявлений ультраметаморфизма и палингенного магмаобразования. В свете вышеизложенного, представляется возможным конкретизировать характер связей и взаимоотношений метаморфизма, магматизма и других процессов, в том числе и рудообразования в каждом геосинклинальном (тектоно-магматическом) цикле развития конкретных подвижных зон или регионов.

Металлогеническое значение метаморфических формаций, помимо решения затронутых выше вопросов с позиций металлогении, прежде всего заключается в том, что на их основе можно оценить характер рудоносности глубинных магматических очагов, которые в сущности представлены, как отмечалось нами ранее (16), глубинными зонами высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма. Кроме того, как показали исследования, процессы метаморфизма играют важную роль в мобилизации и переконцентрации рассеянных в геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах рудных компонентов с образованием метаморфогенных концентраций и месторождений (6, 21). Они обуславливают металлогеническую специализацию метаморфических формаций и существенно влияют на рудоносность взаимодействующих с ними интрузивных комплексов и постмагматических растворов (1, 24).

Как видно из вышеизложенного, петрометаллогенические ис-

следования метаморфических формаций позволяют получать объективную информацию для решения многих вопросов металлогении, в том числе и более обоснованного металлогенического районирования и прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями.— М.: Недра, 1954.
2. Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции.— М.: Недра, 1964. С. 135.
3. Ахмеджанов М. А. [и др.]. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1975.
4. Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня.— Фрунзе: Илим, 1978.
5. Баратов Р. Б. [и др.]. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара.— Душанбе: Дониш, 1970.
6. Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование.— М.: Недра, 1979.
7. Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов.— М.: Недра, 1972. 130 с.
8. Винклер Г. Генезис метаморфических пород.— М.: Мир, 1969. 248 с.
9. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.— Новосибирск: Наука, 1975.
10. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии/под ред. И. Х. Хамрабаева.— М.: Наука, 1977. 212 с.
11. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1965.
12. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1971. 134 с.
13. Мирходжаев И. М. [и др.]. Метаморфические формации Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1977.
14. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса.— М.: Мир, 1976. 535 с.
15. Покровский А. В. Фации метаморфизма в глубинном строении земной коры//Материалы Второго среднеазиатского петрографического совещания.— Душанбе: Дониш, 1971. С. 157—158.
16. Покровский А. В. К вопросу о гранитоидных «магматических очагах» и связанном с ними оруденении//Итоги петро-металлогенических исследований.— Ташкент: Фан, 1972. С. 106—116.
17. Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1974. С. 229.
18. Покровский А. В., Карасева Т. А. Метаморфическая зональность и эволюция метаморфизма подвижных поясов (на примере центрального сектора Южного Тянь-Шаня)//Проблемы петрологии, т. I. Матер. V Всес. петрогр. совещ.— Алма-Ата: 1976.
19. Покровский А. В., Карасева Т. А. К проблеме метаморфизма палеозойских вулканогенно-осадочных формаций Южного Тянь-Шаня//Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1982.
20. Покровский А. В. Метаморфические формации и фации Южного Тянь-Шаня как индикаторы термодинамического режима//Тез. Докл. IV Рег.-петр. совещ.— Ташкент: 1983. С. 164.
21. Покровский А. В. [и др.]. Метаморфизм и некоторые критерии рудоносности рифей-нижнепалеозойских толщ Южного и Северного Нуратау//Тез. докл. IV Среднеаз. рег. Петрограф. совещания.— Ташкент: 1983. С. 178—179.

22. Покровский А. В., Федькин В. В., Кусельман А. Р. Термодинамический режим и условия формирования метаморфической толщи гор Каракатау (Южный Нуратау, Западный Узбекистан)//Узб. геол. ж. 1986. № 2.

23. Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры// Проблема кристаллообразования.— Л.: Наука, 1967.

24. Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности и магматических комплексов (на примере Узбекистана).— Ташкент: Фан, 1969.

25. Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. J. Petrology. 1961. N 2. P. 277—311.

УДК 552.5:553.2(575.1)

В. Г. ГАРЬКОВЕЦ, Л. А. БЫКОВ

К ПРОБЛЕМЕ ЛИТОГЕННОГО (СИНГЕНЕТИЧНО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО) РУДООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ)

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПРОБЛЕМЫ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

В Средней Азии проблема литогенного (сингенетично-эпигенетического) рудообразования возникла в 60-х годах в связи с открытием в Центральных Кызылкумах новых типов рудных месторождений. В 70-х годах эта проблема получила широкое развитие во взаимосвязи с геологопоисковыми работами на большой территории Южного Тянь-Шаня.

До 60-х годов Южный Тянь-Шань определялся как металлогенная провинция, в которой промышленное оруденение представлено постмагматическими типами, связанными с проявлениями герцинского магматизма. Подобная, будем говорить, магматогенная концепция приобретала все более отчетливые черты всеобщей гидротермальной теории. Данное обстоятельство связано, прежде всего, с многочисленными фактами, свидетельствующими о том, что в самых разнообразных постмагматических месторождениях, от скарново-рудных до телетермальных, рудные минеральные комплексы образованы при относительно низких температурных, отвечающих с физико-химической точки зрения собственно гидротермальным условиям. В этом отношении показателен «опыт систематики гидротермальных месторождений, связанных с гранитоидами», который изложил Ф. И. Вольфсон (1962). Его классификационная схема имеет общее значение и в значительной мере основывается на материалах по магматогенному оруденению Южного Тянь-Шаня. Здесь с учетом работ Ф. И. Вольфсона и предшествующих исследователей давно уже выделяются типы рудных гидротермалитов, соответственно про-

явленных в скарнах, грейзенах, березитах, окварцованных породах, серицитизированных, хлоритизированных, карбонатизированных, пропицитизированных породах. В них локализируются руды вольфрама, олова, молибдена, золота, меди, свинца, цинка, серебра и других тяжелых металлов.

Вместе с тем опыт результативных поисковых работ все более побуждал нас выйти за рамки, казалось бы, сложившихся генетических схем и наметить новые аспекты прогнозов и поисков оруденения. Дело в том, что данные схемы имели значение лишь в сравнительно ранние периоды освоения рудных месторождений Южного Тянь-Шаня. В дальнейшем же, когда возникли задачи освоения новых типов оруденения (кызылкумского и др., Гарьковец, 1973, 1975), такие схемы стали утрачивать свое значение в качестве универсальных руководящих начал для ведения поисков или прогноза оруденения в складчатом поясе. Возникла необходимость создания новых для прогнозирования руд.

В связи с этим приведем следующие положения.

1. Южно-Тяньшаньская металлогеническая провинция характеризуется как огромное геологическое тело, запечатлевшее события и процессы миллиардолетней истории. Они фиксируются множеством разнообразных и разновозрастных, часто своеобразных и трудно типизируемых, спорных по генезису продуктивных минеральных ассоциаций (12). Недоучет этих обстоятельств имел отрицательные последствия, ибо поиски месторождений рудного золота, вольфрама и др. ориентировались только на герцинское оруденение, связанное с гранитоидными интрузивами региона. Вместе с тем ряд эмпирических поисковых критериев позволил обнаружить эпигенетические скопления рудного золота не только вне пространственных и временных связей с продуктивными гранитоидными комплексами, но и вне связей с постмагматическими метасоматитами. Рассматривая ретроспективно такой вопрос, отметим, что местами выявлявшиеся серии минерализованных разломов, магматических даек и кварцевых жил на площадях с оруденением кызылкумского типа повели поисково-оценочные работы по второстепенному следу, по пути оценок небольших количеств того оруденения, которое удавалось обнаружить в кварцевых жилах и, как мы теперь знаем, оставалось неучтенным оруденением (с дисперсным золотом), приуроченное к метаморфизованным толщам углеродисто-кремнисто-глинистого состава и имеющее более древний возраст, чем упомянутые минерализованные разломы, дайки и кварцевые жилы. Эти факты и стали предпосылками для развития теории литогенного (сингенетично-эпигенетического) рудообразования на базе рудной геологии Тянь-Шаня.

2. Южно-Тяньшаньская провинция характеризуется как провинция весьма длительного (от докембрия до раннего триаса включительно) этапного развития рудных процессов. Здесь некоторые продуктивные минеральные ассоциации разного геологи-

ческого возраста имеют геохимическое родство, указывающее, во-первых, на наследственные связи между эпохами рудообразования, во-вторых, на возможность обнаружения закономерных наследственных превращений минеральных образований и открытия месторождений новых генетических типов. Эти обстоятельства служат одним из дополнительных импульсов для разработки теории литогенного рудообразования. Факты развития унаследованного оруденения, трудно объяснимые с позиций магматогенной теории, получают убедительное объяснение с позиций теории литогенного (сингенетично-эпигенетического) рудообразования (12, 13).

Намечаются определенные положительные сдвиги в металлогеническом анализе и перспективной оценке ряда рудных районов, магматогенные рудные возможности которых оказались исчерпанными.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ЛИТОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ И КРИТЕРИИ ДЛЯ ИХ РАЗЛИЧЕНИЯ

Все известные к настоящему времени типы литогенного рудообразования подразделяются на два генетических ряда: 1) рудные продукты метаморфизации осадочной толщи и 2) рудные продукты, заимствованные из такой толщи и отложенные на том или ином удалении от нее в тех или иных породах, благоприятных для отложения аллохтонного рудного вещества. Первый ряд, относительно более изученный, назван осадочно-метаморфическим, второй — апоосадочным. Апоосадочное рудообразование — сравнительно новая проблема, нередко носящая дискуссионный характер. Поэтому на ней мы остановимся более подробно.

Для обозначения различных типов и стадий изменения осадка, т. е. литогенеза, предложено много терминов: диагенез, эпигенез, метагенез, протометаморфизм и др. Но не все они полезны для обозначения типов соответствующих месторождений. Для обоснования генетических типов оруденения нам представляется целесообразным выделение только главных стадий литогенеза, взятых по номенклатуре Н. М. Страхова (1973). Так, для оруденения Кызылкумского типа мы, согласно номенклатуре Н. М. Страхова (1960), различаем метагенетические рудопроявления, к которым относятся продукты катагенеза и протометаморфизма металлоносных отложений.

В литературе метагенетические месторождения нередко описываются под рубрикой осадочных, а осадочно-метаморфические входят в группу метаморфогенных и в последующем делятся на метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические (7, 24 и др.). В плане развиваемых нами представлений все эти месторождения составляют лишь первый генетический ряд литогенного оруденения, включающий осадки и продукты их пере-

кристаллизации при повышении температуры и давления в недрах.

Более сложен вопрос о месторождениях апоосадочного ряда. Представители этого ряда многообразны, к настоящему времени наиболее полно изучены их жильные и штокверковые типы, внешне аналогичные ювенильным (т. е. магматогенным) месторождениям. Таковы новые типы рудопроявлений вольфрама и золота, устанавливаемые вне генетических (или парагенетических) связей с магматитами. Во всех этих типах фиксируются различные температурные ступени процесса минерализации — от высоко- до низкотемпературных. Существенным классификационным признаком, несомненно, является также геохимическая связь оруденения с материнскими осадочными формациями. В частности, в Южном Тянь-Шане установлена перспективность углеродисто-рудной формации, которая охватывает крупные массы продуктов катагенеза—метаморфизма (местами ультраметаморфизма) углисто-кремнистых или углисто-глинистых отложений геосинклинальных фаций (10, 11).

В таких случаях интерес представляют не только стратифицированные рудопроявления осадочно-метаморфического ряда, но и находки золотоносных кварцевых жил, имеющих минералогеохимические связи с углеродисто-кремнисто-глинистыми металлоносными горизонтами подстилающей толщи. Так, руководствуясь представлением о регенерационной апоосадочной природе жильного оруденения в верхнем структурном этаже Кызылкумов (девон—карбон), мы систематизировали обширный материал по золотоносности кварцевых и кварц-карбонатных жил региона. Большинство их проявлений безрудно или, по крайней мере, не обнаруживает золотоносности. В то же время отдельные жилы этого ряда по периферии или в окрестностях золоторудных полей кызылкумского типа (преимущественно стратиформных) обнаруживают рудное золото, причем иногда в количествах, представляющих практический интерес.

В связи с этим следует отметить недооценку металлогенического значения осадочной дифференциации.

Рудные продукты осадочной дифференциации по своим масштабам и многообразию вполне сопоставимы с оруденением магматогенного цикла. Например, комплексную металлоносность обнаруживают углистые (углеродистые) или, в иных случаях, битуминозные фации осадочного ряда, особенно в диапазоне тонкообломочных и кремнистых отложений. В частности, для юрской угленосной толщи Ангрена характерны обильные пирит-марказитовые конкреции, выделения галенита, сфалерита, повышенные (в десятки и сотни раз превышающие кларки) содержания рассеянных и редких элементов. А в золах бурых углей Ангрена обнаруживаются вольфрам, молибден, свинец, цинк и др.

В битуминозных сланцах эоцена выделены крупные сингенетические металлоносные фации. Эти сланцы, по данным А. Г. Лу-

зановского (1972), А. С. Федоренко, Е. М. Поплавко (1977) и других исследователей, характеризуются органоминеральной основой, имеющей вид дисперсной карбонатно-глинистой смеси с бесструктурным сапропелевым веществом коллоальгинитовой природы (80—85%) и органическими микрокомпонентами группы витренита (15—20%). Включения минеральных примесей (6—7% от общей массы породы) представлены пиритом, кварцем и устойчивыми аксессуориями. Химическим анализом выявлены некоторые концентрации ванадия, молибдена, вольфрама, серебра, золота, селена, теллура и др. Эти элементы находятся, очевидно, в органо-минеральной форме соединений, поскольку минералы, соответствующие им, среди горючих сланцев не обнаружены. В тяжелой фракции присутствуют только пирит, гематит, гегит, франколит и ряд нерудных минералов.

Анализами в пиритах I генерации, тонкорассеянных в массе сланцев, выявлены молибден, селен, медь, серебро, свинец, цинк и никель. Подобные ассоциации устанавливаются также в конкрециях марказита из золотоносной свиты на участках апоосадочных рудопоявлений кызылкумского типа (8, 9), являющегося ведущим представителем углеродисто-рудной формации, этой ведущей единицы литогенного оруденения (10, 11). В кызылкумском типе обнаружен ряд генераций золотоносного пирита: глобулярные тонкозернистые рассеянные в тонкослонистой слабометаморфизованной породе песчано-глинистого ряда, поздние — более крупнозернистые, приуроченные к участкам интенсивной складчатости и метаморфизма (тип так называемых «соскладчатых руд»).

Литогенная природа оруденения в битуминозных и угленосных толщах мезо-кайнозоя сомнений не вызывает, поскольку в них обычно отсутствуют проявления магматизма, метаморфизма и метасоматоза.

В связи с этим нужна система диагностических признаков, которая исключила бы смешивание литогенного оруденения с магматогенным, и позволила бы восходить от простых видов рудопоявлений кызылкумского типа к более сложным, указывая на вещественную преемственность между ними. Особенно важен учет конкретных регионально-геологических условий, поскольку он ложится в основу критериев апоосадочной природы значительной части эпигенетического оруденения складчатой области и, вместе с тем, критериев генетической связи этого оруденения с изначально металлоносными осадочными толщами.

Простейший вид оруденения кызылкумского типа — один из тех, которые составляют основу месторождений более сложного генезиса, выявлен на площади, сложенной алевролитами, сланцами (аргиллитами), песчаниками и гравелитами, принадлежащими к так называемой пестробесапанской свите. Рудовмещающие пачки являются лишь частью ее разреза и представлены в основном алевролитами и сланцами. Кварцевые и разнозернистые

алевролиты образуют пласты от долей сантиметра до нескольких метров.

Сланцы наблюдаются двух видов — углеродистые и не содержащие углеродистого вещества. Интересны первые, так как именно с ними связано халькофильное оруденение. Они сложены тонкочешуйчатыми серицитом и хлоритом; присутствуют единичные зерна кварца, местами кальцита или доломита. Количество углеродистого вещества достигает 7%. В зависимости от того, шло ли отложение осадков в условиях сероводородного заражения или нет, современные породы либо содержат пирит (с сульфидными минералами-примесями), либо не несут никаких сульфидов.

В этой ситуации выделены углеродистые металлоносные сланцы, соответствующие начальной стадии перекристаллизации, которые могут быть названы углистыми аргиллитами. В шлифах это непроявляющиеся темные массы, местами с заметными проявлениями гидрослюдистых минералов. Золото в них диффузионно рассеяно в сульфидах (представленных пиритом и арсенипиритом). Об осадочной природе золотосодержащего пирита свидетельствуют следующие признаки: послойное распределение тончайшей вкрапленности сульфида в мелких линзах тонкослоистых алевролитов; равномерное его рассеяние среди глинистой массы, переслаивающейся с этими линзами, притом в количестве, примерно соответствующем содержанию пирита в плотных сланцах; отсутствие прожилковой сульфидной минерализации.

Все эти факты, как и отсутствие околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород в масштабах, соответствующих проявлению сульфидной минерализации, служат начальными критериями для выделения оруденения кызылкумского типа.

При картировании оруденения простейшего вида обнаружены его переходы в оруденение более сложных видов. Такие переходы выражены в увеличении количества и размеров кварцевых прожилков в связи с увеличением метаморфизации песчано-сланцевых толщ рудного района.

При этом главный состав жил и прожилков в значительной мере предопределяется составом вмещающих или подстилающих пород, доступных для наблюдения в обнажениях или выработках. Так, на одном из участков жильный комплекс представлен только кварцевыми и карбонатными прожилками, поскольку все породы рудоносного разреза богаты кремнеземом, особенно кварциты, песчаники и другие обломочные породы, а карбонат виден в цементе алевролитов и в составе углеродистых сланцев. Показательно, что главная масса кварцевых прожилков отмечена в кварцитах и песчаниках или вблизи контактов с ними, а кварцево-карбонатных прожилков — в алевролитах и сланцах. Наиболее распространены прожилки мощностью от долей до нескольких сантиметров. По условиям залегания они делятся на субогласные (преобладают) и секущие, развитые в замковых

частях складок в хрупких породах. Примечательно, что кварцевые прожилки встречаются повсеместно, но золотоносные развиты только в углеродистых сланцах или песчаниках, на участках повышенной дислоцированности сланцев, что можно учитывать в качестве критериев апоосадочного оруденения.

Рудные объекты, характеризующиеся достаточно интенсивным проявлением динамометаморфизма («узлы метаморфизма») и наложенной минерализации — представители сложного кызылкумского типа. К нему мы относим (11) специфичные кварцевожильные тела, получившие местное название «стержневых жил». Сторонники гидротермальной концепции считают их продуктом постмагматического минералообразования. В действительности же эти жилы представляют собой сегрегации метаморфогенного кремнезема, выделявшегося в тектонически ослабленных зонах в результате повышения миграционной способности элементов при метаморфизме. Они имеют линзообразную форму с неровными границами или тупыми окончаниями, местами содержат «теневой» кварц и часто как бы сливаются с вмещающими породами, а также с послынным жильным кварцем. Размеры их сравнительно небольшие. Стержневые жилы кулисообразно сменяют друг друга и на своем продолжении шовных зон не обнаруживаются.

Вместе с продуктами метаморфизма иногда проявлена также золотокварцевая минерализация более молодого возраста, которая накладывается на порфириновые дайки, считающиеся позднепалеозойскими. Это, вероятно, регенерированная минерализация. Признание возможности сонахождения разновозрастной и разнотипной минерализации не должно затуманивать вопрос об осадочном источнике тех или иных металлов, как это бывает порой при изложении идей о «полигенном» или «полихронном» оруденении.

Обращаясь к генетической проблеме литогенного оруденения вообще, отметим, что ныне с учетом изучения рудных объектов кызылкумского типа можно предварительно наметить систему критериев для выделения этого оруденения в ряде районов складчатого пояса.

Стратиграфо-литологические критерии — приуроченность оруденения к стратиграфическим горизонтам (свитам), представляющим звено эволюционного ряда осадочной дифференциации минерального вещества. Важнейшее значение в таком ряду имеют те зоны перехода от обломочных осадков к химическим, которые характеризуются захоронением больших масс органического (углеродистого материала).

Тектонические критерии — приуроченность оруденения к геосинклинально-складчатым поясам нескольких специфичных типов. В качестве одного из эталонных можно выделить Южно-Тяньшаньский тип, комплексно охарактеризованный И. В. Смирновым (1962) как тип С-геосинклинали. Для него

характерны «долгоживущие» геосинклинальные прогибы, длительные колебательные движения в зоне перехода от моря к суше и формирование довольно полных рядов осадочной дифференциации (обломочные отложения, с преобладанием мелкообломочных, затем кремнистые и карбонатные осадки). Для последующих этапов характерны интенсивные складчатые движения, сопровождаемые интенсивным крупноплощадным метаморфизмом. При этом, развивая представления В. И. Смирнова (1976) о генезисе стратиформных месторождений, следует отметить два основных момента: 1) если морские фации С-геосинклинали носители сингенетических руд, то продукты их регионального метаморфизма обуславливают формирование соответствующего эпигенетического оруденения; 2) проявления метаморфизма в отложениях С-геосинклинали крайне неравномерны и дают большой ряд метаморфических фаций (от протометаморфизма и до ультраметаморфизма включительно). Поэтому прослеживаются проявления разных ступеней метаморфизации сингенетичного оруденения. Более того, наблюдаются переходы от осадочных слоев сингенетичного оруденения к резко апоосадочным рудопроявлениям, пространственно обособленным от предыдущего. Переходы между ними выражаются промежуточными звеньями в виде рудопроявлений, апоосадочных по форме, но сохраняющих некоторую сингенетичность из-за своей еще не утраченной принадлежности к материнским осадочным породам. Такие звенья и служат одним из основных критериев для выделения литогенного оруденения в районе. Классический пример — серни прожилков богатых халькозиновых руд, залегающих в пределах медистых песчаников Джезказгана. В еще большей мере подобное явление отмечается на золоторудных объектах литогенной группы. Разница лишь в том, что, если для медного оруденения основное промышленное значение имеют материнские медистые песчаники, то в случае золоторудных и иных объектов главную промышленную ценность приобретают проявления прожилков, штокверков и, наконец, апоосадочных кварцевых жил с переотложенным оруденением.

Петрометаллогенические критерии — многообразная группа, из которой прежде всего можно выделить: а) отсутствие признаков генетической или парагенетической связи оруденения с магматическими телами; б) самостоятельность эпох литогенного рудообразования, обособленность их в масштабах геологического времени от эпох магматогенного рудообразования; в) нередко синхронное развитие тектогенеза, метаморфизма и рудогенеза, выраженное возникновением рудоминеральных комплексов при складчатости и участием их в процессах складкообразования.

Минералого-геохимические критерии оформляются по материалам поисковых и тематических работ на площадях с оруденением кызылкумского типа (В. Г. Гарьковец,

В. Ф. Проценко и др.). Установлено, что скопления рудного золота размещаются в песчано-сланцевых свитах со специфичным геохимическим фоном (Au, As, и др.), отличным от фона подстилающих кремнисто-сланцевых пород (V, Mo, Cu и др.), что минеральный состав кварцевых жил, встречаемых местами с рудным золотом, сходен с составом вмещающих или, в иных случаях, подстилающих осадочно-метаморфических пород.

Общий генетический критерий выражен в наличии пространственной и вещественной связи между эпигенетическим оруденением и сингенетическим источником оруденения. Имеется в виду распространение на ряд районов опыта изучения месторождений кызылкумского типа, изложенного выше (простейшие и все более сложные виды оруденения).

Этими путями решается ныне проблема литогенного (сингенетично-эпигенетического) рудообразования в Южном Тянь-Шане.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ТЕРРИТОРИИ С ЛИТОГЕННЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Одним из основных объектов при региональных исследованиях является металлогеническая провинция, то есть совокупность смежных структурно-формационных зон (протяженностью во многие сотни километров), составляющих крупную часть складчатой области и характеризующихся развитием металлоносных осадочно-метаморфических пород и апоосадочных рудных образований с устойчивой в региональных масштабах ассоциацией рудообразующих элементов. Так, Южный Тянь-Шань рассматривается (11) как провинция золото-вольфрамового литогенного оруденения. Такой геохимически выдержанный характер провинции также служит одним из критериев для обоснования апоосадочной природы рудопроявлений, поскольку ассоциации вольфрама и золота для магматогенного оруденения не характерны.

На примере Южного Тянь-Шаня мы убеждаемся в теоретической и практической целесообразности соотнесения провинций литогенных месторождений с типами А—D-геосинклиналей В. И. Смирнова (1962, 1976). Эти типы отличаются друг от друга не только по магматогенной металлогении, но и по литогенной.

Выше Южный Тянь-Шань характеризовался как гигантское сложное тело, неоднородное по составу и строению, и поэтому системный подход к решению металлогенических проблем региона представляется необходимым, особенно при выяснении иерархии оруденения (18).

Для металлогении важнейшее подразделение в такой иерархии — рудная формация (конкретная и абстрактная), понятие о которой для случаев литогенного оруденения следовало бы уточнить с учетом работ В. И. Смирнова (1976), Н. М. Страхова

(1960), Н. Б. Вассоевича (1973), В. И. Драгунова (1979), Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1949), В. И. Попова (1955) и др. Целесообразно назвать конкретной формацией литогенного оруденения всю совокупность руд данного района, относящихся к определенной осадочной свите и генетически связанных с данной свитой. Именно этому определению литогенной рудной формации и отвечают выделенные нами для Западного Тянь-Шаня бесапанская и тасказганская углеродисто-рудные формации (10), объединяющие специфичные по своей геохимии черносланцевые и металлоносные геосинклинальные отложения, с которыми связаны месторождения рудного золота, вольфрама, молибдена и других редких металлов. Основными составными частями каждой формации литогенного оруденения в общем случае являются металлоносные (продуктивные) геогенерации, рудные парагенерации и телегенерации. Простейшим образом они определяются так.

1. Металлоносные геогенерации — это совокупность металлоносных осадочных (и вулканогенно-осадочных) пород и их определенных фаций, составляющих крупные части конкретных свит, характеризующиеся наиболее четкой геохимической специализацией (с участием металлов, представляющих в регионе промышленный интерес).

2. Рудные парагенерации — относительно локальные литологически специфичные части геогенераций, относительно обогащенные рудным веществом. Отдельные парагенерации или, чаще, их части приобретают значение метаосадочных рудных месторождений.

3. Рудные телегенерации представляют собою отщепленные и переотложенные части соответствующих геогенераций (и парагенераций), выраженные в виде проявлений эпигенетической минерализации. Некоторые части таких телегенераций, обогащенные металлами и представляющие промышленный интерес, это апоосадочные рудные месторождения.

Первый опыт использования этих понятий на примерах проявлений рудного золота, вольфрама, ванадия, молибдена и др. убеждает нас в том, что представления о геогенерациях имеют существенное значение для регионального металлогенического анализа и прогнозных построений. В задачи этого анализа входят, во-первых, расчленение сводного стратиграфического разреза на обособленные геохимические специализированные части, а во-вторых, выделение среди них наиболее перспективных участков, т. е. пара- и телегенераций, являющихся объектами детальных поисков и поисково-оценочных работ.

Приведенные понятия системы литогенного оруденения полностью соответствуют нашим представлениям о процессах сингенетично-эпигенетического рудообразования. Суть этих представлений сводится к тому, чтобы метагенетические и апоосадочные месторождения рассматривать совместно в качестве элементов —

продуктов согласованно протекающих процессов минерализации в единой большой системе литогенного рудообразования.

С учетом приведенных понятий необходим пересмотр вопроса с перспективах ряда рудных районов, особенно относящихся к тем геосинклинально-складчатым областям, в которых ряд лет монопольное положение занимала ортодоксальная концепция магматогенного рудообразования. Мы делаем попытку изменить это положение и подойти к выяснению реальных соотношений между литогенным и магматогенным рудообразованием по ходу развития региона (13). Таким образом, вопрос стоит о полном и всестороннем учете геологической среды (14), т. е. о современном развитии одного из ведущих понятий рудной геологии, выдвинутого еще в 50-х годах Х. М. Абдуллаевым (1).

Литогенная концепция приложима прежде всего там, где сложившиеся магматогенные критерии оруденения либо дают отрицательные результаты, либо вступают в противоречие с материалами о реально существующих месторождениях. Эта концепция ныне в Тянь-Шане более эффективна, поскольку она, находясь в ранней стадии интенсивного развития, меняет свое существование в соответствии с конкретными геологическими различиями между отдельными рудными районами (провинциями и т. д.).

В этом отношении следует отметить дифференцированный подход к изучению литогенной рудоносности Тянь-Шаня. Такой подход обусловлен тем, что по номенклатуре В. И. Смирнова (1962), Южный Тянь-Шань представляет собой палеозойскую геосинклиналь (тип С), а Средний Тянь-Шань — подвижную в палеозое раму этой геосинклинали.

Развитие Южного Тянь-Шаня в позднем протерозое — палеозое характеризовалось длительным геосинклинальным осадконакоплением со специфичными накоплениями углеродистого вещества и тяжелых металлов — меди, золота, вольфрама, молибдена, ванадия и др. Соответственно при поисках и прогнозах прежде всего учитываются те сегменты Южного Тянь-Шаня, которые ранее с позиции ортодоксальной магматогенной концепции считались неперспективными. Это сегменты, в которых складчатые толщи не обнаруживают проявления магматизма (или обнаруживают лишь спорадичные мелкие магматические тела). Именно в таких сегментах при наличии металлоносной геогенерации (типа бесапанской свиты Тамдытау) возможны крупные проявления литогенного оруденения в пара- и телегенерациях.

Однако действие литогенной концепции рудообразования отнюдь не ограничивается указанными сегментами. Она применима и к тем рудным районам, которые традиционно считались магматогенными. Так, при распространении литогенной концепции на Средний Тянь-Шань мы учитываем, что на его геосинклинальные дислоцированные и метаморфизованные отложения, аналогичные южно-тяньшаньским, наложен Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс. Наличие этого пояса с его

проявлениями интенсивного орогенного магматизма (2 и др.) обусловило в Срединном Тянь-Шане достаточно эффективное лидерство магматогенной концепции рудообразования. Однако и в этом случае ряд фактов металлогении не получает должного объяснения без учета литогенной концепции. Речь может идти о развитии смешанного или полигенного оруденения, обусловленного совмещением в едином рудном поле магматогенных и литогенных (апоосадочных) руд.

Сочетания литогенного и магматогенного рудного вещества (вплоть до образования типично гибридных рудных месторождений) разнообразят металлогенический облик территории. Доходами в пользу этого служат: 1) примеры комплексных рудных полей, содержащих до 8—10 полезных компонентов, в частности, парагенезисы меди, золота, молибдена, редких элементов, отвечающие осадочной геохимической специализации древних («подинтрузивных») метаморфических толщ, слагающих основание вулканоплутонического пояса; 2) разнотипная гидротермальная минерализация, ассоциирующая с гранитными массивами одной и той же петрографической формации (например, с пермо-триасовыми гранитами связаны то проявления вольфрама и других редких и рассеянных элементов, то проявления молибдена и других металлов); 3) однотипная гидротермальная минерализация, связанная с гранитоидными массивами, резко отличными друг от друга по составу и формационной принадлежности (например, вольфрамовое оруденение Саргардона и Чорух-Дайрона; рудопроявления железа и сопутствующих элементов в связи с Сусингенским и Ангрено-Чаткальским интрузивами и т. д.); 4) данные прямых наблюдений, свидетельствующие об оттоке рудного вещества из рудоматеринских слоистых толщ в секущие трещины, по которым проходил процесс гидротермальной минерализации (например, серии жил с полиметаллическим оруденением в вулканогенно-обломочных отложениях, перекрывающих толщу битуминозных карбонатных отложений с частыми сверхкарбовыми сингенетичными отложениями свинца, цинка и др.; сидеритовое оруденение в известняках, перекрывающих зону гидротермального выщелачивания в толще железо-магнезиальных сланцев и т. д.).

Таким образом, можно сделать следующие выводы. Ныне металлогеническое изучение Срединного Тянь-Шаня и его аналогов переходит на новый этап — выяснение конкретных соотношений между магматогенным и литогенным оруденением во времени и пространстве. На данном этапе выявляется генетическое многообразие месторождений, обусловленное многообразием источников рудного вещества в земной коре. Важная черта данного этапа — это прогнозы и поиски крупных месторождений новых типов, отличных от давно известных месторождений региона по составу, условиям залегания и источникам рудного вещества. Для их обнаружения важно ограничить фронт поиска, устано-

вить продуктивные геогенерации, пара- и телегенерации, выявить особенности образования этих единиц и их наиболее перспективных частей, достигающих значения литогенных рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1950. II-ое изд. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Арапов В. А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона.— Ташкент: Фан УзССР, 1983.
3. Белевцев Я. Н. Метаморфогенные рудообразования в докембрии.— Киев: Наукова думка, 1985.
4. Буряк В. А. Метаморфизм и золотое оруденение//Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций.— М.: Наука, 1981.
5. Вассоевич Н. Б. Геогенерация//Геол. словарь, 1,— М.: Недра, 1973. С. 142.
6. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений.— М.: Недра, 1962.
7. Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования.— М.: Недра, 1979.
8. Гарьковец В. Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений//ДАН СССР. Т. 208, № 1, 1973.
9. Гарьковец В. Г. Литологические и геолого-структурные условия размещения золотого оруденения кызылкумского типа//ДАН СССР, т. 222, № 1, 1975.
10. Гарьковец В. Г. В выделении углеродисто-рудной формации (на примере Южного Тянь-Шаня)//Узб. геол. ж. 1976, № 5.
11. Гарьковец В. Г. Условия образования сингенетично-эпигенетических месторождений углеродисто-рудной формации//Геология и закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня. Ташкент: САИГИМС, 1977.
12. Гарьковец В. Г. Ответы на вопросы редакции//Геология рудных месторождений. 1979, № 6.
13. Гарьковец В. Г. О закономерностях сингенетично-эпигенетического (литогенетического) рудообразования//ДАН СССР, 1982, № 4.
14. Гарьковец В. Г., Быков Л. А. Роль геологической среды в рудообразовании//Металлогенетические проблемы Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1982.
15. Гарьковец В. Г. Соотношения магматогенного и литогенного рудогенеза. Изд. МАГРМ, VI симпозиум.— Тбилиси: 1982.
16. Геологический словарь, т. I и II.— М.: Недра, 1978.
17. Драгунов В. И. Парагенерация//Геол. словарь, II.— М.: Недра, 1973.
18. Каждан А. Б. Разведка месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1977.
19. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды, т. I. Изд-во АН СССР, 1949.
20. Лузановский А. Г., Нишанходжаев Р. Н., Светозарский Е. А. К вопросу металлоносности горных сланцев района Амударьинской впадины//Тр. ТашГУ. В. 431. Ташкент: 1972.
21. Попов В. И. Формационные единицы и их положения в основном ряду вещественных геологических образований//Зап. Узб. отд. ВМО. В. 7.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1955.
22. Поплавко Е. М. [и др.]. Некоторые особенности проявления рения и других металлов в горячих сланцах Средней Азии//Геохимия, 1977, № 2.

23. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
24. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е.— М.: Недра, 1976.
25. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза.— М.: Наука, 1964.

УДК 552.16 + 552.11 + 553.2

И. М. МИРХОДЖАЕВ, В. А. ХОХЛОВ, В. Е. ГОЛОВИН

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ УЗБЕКИСТАНА

Х. М. Абдуллаев в свое время обращал внимание на метаморфические породы. Была организована группа геологов по изучению площади этих процессов. В этой статье кратко изложены полученные результаты.

Метаморфические толщи образуют фациально-структурные пояса, различающиеся по типу разреза и специфике проявления метаморфизма.

1. Пояса развития кремнисто-вулканогенных (с габброидами и гипербазитами) офиолитовых образований, расположенных в зонах трансрегиональных разломов (Кызылкумо-Ферганского, Южно-Гиссарского и др.).

2. Пояса вулканогенно-терригенных формаций, образующие совместно с офиолитовыми парные метаморфические пояса, аналогичные складчатым системам островных дуг.

В их составе выделяются поли- и монометаморфические образования.

Наиболее сложно метаморфизованы образования учкудуктауской и иттунысайской свит, обнажающиеся в ядрах антиклинальных структур, сложенных монометаморфическими породами (по другим представлениям они находятся в составе шарьяжных покровов).

В них устанавливаются следующие этапы метаморфизма: 1) прогрессивный метаморфизм фации гранатовых амфиболитов; 2) регрессивный метаморфизм эпидот-актинолит-хлоритовой фации; 3) мигматизация (плагин- и калиевая гранитизация); 4) диафторез, связанный с развитием разломов, носящий характер кислотного (хлорит-мусковит-кварцевого) выщелачивания.

Другой тип полиметаморфических образований наблюдается в виде протяженных поясов вдоль зон вышеупомянутых разломов (тасказганская, кумбулакская свиты). Они сложены роговообманково-актинолитовыми сланцами фации эпидотовых амфиболитов, диафторированными в фации эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев. Отличительная черта полиметаморфических пород — полная метаморфическая перекристаллизация, отсутствие релик-

товых структур. Их первичный состав идентифицируется только петрохимическими методами и большая часть относится к базальтоидам.

Другая группа пород, входящих в состав офиолитовых формаций, подверглась одноэтапному метаморфизму низких ступеней зеленосланцевой фации (метаморфизованные порфириты, цеолитсодержащие породы, кальцит-хлоритовые сланцы), с отчетливыми реликтовыми структурами, позволяющими однозначно установить первичную природу пород (елемесашинская, чимкурганская, каракудукская свиты).

В составе вулканогенно-терригенных формаций также выделяются поли- и монометаморфические породы, причем схема метаморфизма качественно аналогична офиолитовым поясам, но здесь резко преобладают породы, образованные в этап гранитизации. В результате возникают полифациальные зональные формации типа «термальных куполов». Сюда относятся мигматит-гнейсовые купола юго-западных отрогов Гиссара (интервал фаций прогрессивного этапа становления «куполов» — от гранат-кордиеритовой до истонит-сидерофиллитовой и регрессивной — от фибронит-кварцевой до хлорит-мусковит-кварцевой), гранит (мигматит)-сланцевые южных склонов Гиссарского хребта (прогрессивный этап андалузит-биотитовой, мусковит-биотитовой фаций, в регрессивный этап развивается мусковит-кварцевое выщелачивание).

В Западном Узбекистане образования этого типа наблюдаются на более высоком эрозионном срезе и представлены гранитроговиковыми и мигматит-сланцевыми зональными образованиями. Интервал фаций роговиков от пироксен-кордиеритовой до биотитовой. Пространственно они совмещены с гранитоидными батолитами Северной и Южной Нураты и гор Ауминзатау. Мигматит-сланцевые «термальные купола» (Мурунтауский и Ауминзатауский) сложены биотит-мусковит-калишпатовыми мигматитами (центральные части), биотит-мусковитовыми метасланцами и метапесчаниками (средняя зона) и хлорит-серицитовыми углистыми метапесчаниками (внешняя зона). В регрессивный этап формируются кварцево-жильные метасоматиты (кварц-калишпатовые во внутренней зоне и хлорит кварц-карбонатные во внешней).

Монофациальные породы этих формаций подобно породам офиолитовых формаций сохраняют реликтовые структуры и метаморфизованы в фациях глинистых сланцев, филлитов, хлорит-мусковитовых сланцев.

Наряду с описанными «термальными куполами» в Центральных Кызылкумах установлены полиметаморфические образования, метаморфизованные на уровне гранитовых амфиболитов и андалузит-гранатовых гнейсов, не имеющие четкой зональности (джургантауская и таскаринская «свиты»). Они наблюдаются в глане в виде изометричных пятен среди филлитов и хлорит-мус-

ковитовых сланцев (монометаморфические породы) и представляют, вероятнее всего, древние «глыбы» — отторженцы кристаллического фундамента.

Химизм процессов метаморфизма офиолитовых и вулканогенно-терригенных формаций резко различается: в офиолитах он имеет натровый профиль и носит, в основном, изохимический характер, а в породах вулканогенно-терригенных формаций — кальевый профиль и резко аллохимический характер. Это особенно четко проявляется, когда при формировании мигматит-сланцевые «купола» захватывают кремнисто-базальтоидные породы, на месте которых образуются биотит-калишпатовые мигматиты (Ауминзатау).

Основная масса золотого, редкометалльного и серебряного оруденения связана с описанными «термальными куполами», причем золотое и редкометалльное оруденения локализируются в их центральных частях, а серебряное — на периферии.

УДК 553.3:553.044

Ф. А. УСМАНОВ, А. А. ШАРИПОВА

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНОСТИ ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Одна из особенностей научной деятельности Х. М. Абдуллаева заключалась в тесном сочетании широких теоретических разработок с решением практических вопросов, связанных с прогнозированием полезных ископаемых. Эти вопросы успешно разрабатывались в созданной им Ташкентской металлогенической школе. Х. М. Абдуллаев также придавал большое значение количественным методам исследований, которые широко осветил в монографии «Магматизм и оруденение Средней Азии» (1).

Вопросы разработки методов прогнозирования месторождений в настоящее время значительно усложнились и приобрели еще большую злободневность. Это связано с тем, что в хорошо исследованных в геологическом отношении регионах уже найдены значительные по размерам рудные объекты, обнажающиеся на поверхности. В таких регионах увеличение минеральных ресурсов возможно главным образом за счет нахождения месторождений, скрытых на некоторой глубине, чему способствует интенсивное исследование глубинного строения земной коры основных рудных регионов, осуществляемое в последние 10—15 лет.

Сложность задачи количественной оценки скрытых минеральных ресурсов и большой объем информации, который нужен для решения этой задачи, приводят к необходимости применения математических методов и современной вычислительной техники.

Здесь мы предлагаем алгоритм для решения задачи количественной оценки минеральных ресурсов закрытой части полузакрытых территорий. К ним относятся регионы, сложенные складчатым фундаментом и так называемым «чехлом» более молодых отложений. При этом металлогенические особенности фундамента и покровных отложений резко отличаются.

Типичным примером таких регионов является северная часть Средней Азии, где палеозойское складчатое основание с широко распространенными магматическими образованиями и эндогенными рудными проявлениями на значительных территориях покрывается чехлом мезо-кайнозойских отложений.

Решение задачи сводится к следующему: 1) на открытой части территории исследовать зависимость между известными месторождениями и такими геологическими и геофизическими факторами, которые можно наблюдать (или измерять) и на открытой, и на закрытой части территории; 2) выделить среди них факторы, связанные с месторождениями и являющиеся признаками скрытого оруденения; 3) по этим признакам в закрытых районах территории оценить количество в них полезных компонентов. Приведем формализованное описание задачи и предлагаемого алгоритма ее решения.

Пусть даны в какой-либо форме (табличной, графической) функции $f_0, f_1, f_2, \dots, f_n$, представляющие собой реализацию некоторых случайных полей. Функцию f_0 будем называть целевой. Геологически она соответствует полю количественного признака, характеризующего рудоносность. В частности, это объемная или площадная плотность оруденения, определяемая как количество полезного компонента, приходящееся на единицу объема или площади.

Функции f_1, f_2, \dots, f_n назовем косвенными. Содержательно они соответствуют полям различных геологических или геофизических признаков. Косвенные функции определены во всей области D на плоскости. Значения целевой функции известны только в некоторой подобласти D_1 области D . Подобласть области D , в которой значения целевой функции не известны, обозначим через D^0 . Эту подобласть назовем прогнозируемой. Во введенных обозначениях область D соответствует всей исследуемой территории, подобласть D_1 — открытой ее части, подобласть D^0 — закрытой.

Подобласть D_1 , в которой значения целевой функции известны, разобьем на две подобласти D' и D'' , которые соответственно будем называть эталонной и контрольной. Используя зависимости целевой функции от косвенных, нужно оценить значения функции в прогнозируемой подобласти D^0 .

Интервал значений косвенной функции f_i разобьем на k подинтервалов: $(a_{i1}, a_{i2}]$, $(a_{i2}, a_{i3}]$, \dots , $(a_{ik-1}, a_{ik}]$. Соответственно разобьем эталонную подобласть D' на k подобластей D'_{i1}, D'_{i2}, \dots

..., D'_{ik} , где D'_{ij} — подобласть, в которой значения косвенной функции f_i варьируют в j -ом интервале. Аналогичные подобласти, выделенные в прогнозируемой подобласти D^0 , обозначим соответственно $D^0_{i1}, D^0_{i2}, \dots, D^0_{ik}$. Вычислим меры зависимости целевой функции от косвенных. В качестве такой меры предлагаем следующий коэффициент, который мы называем коэффициентом пространственной зависимости:

$$\delta_{ij} = \frac{P_{ij} - \bar{P}}{\sup\{P_{ij}, \bar{P}\}}, \quad -1 \leq \delta_{ij} < 1, \quad (1)$$

где

$$\sup\{P_{ij}, \bar{P}\} = \begin{cases} P_{ij}, & \text{если } P_{ij} > \bar{P} \\ \bar{P}, & \text{если } P_{ij} \leq \bar{P} \end{cases}$$

P_{ij} — плотность оруденения в подобласти D'_{ij} , в которой i -ая косвенная функция варьирует в j -ом интервале, \bar{P} — средняя плотность оруденения для всей области D .

Мера связи целевой функции с i -ой косвенной функцией вычисляется усреднением δ_{ij} по всем интервалам значений этой функции:

$$\delta_i = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \delta_{ij}. \quad (2)$$

По оценкам коэффициента δ_i найдем косвенные функции, наиболее связанные с целевой. Пусть это функции f_1, f_2, \dots, f_m , $m \leq n$. Среднее значение целевой функции f_0 в эталонной подобласти D'_{ij} с j -ым интервалом значений i -ой косвенной функции обозначим через F_{ij} , вычислим его по формуле:

$$F_{ij} = \frac{1}{S_{ij}} \iint_{D'_{ij}} f_0 dx dy, \quad (3)$$

где двойной интервал берется по всей подобласти D'_{ij} , а S_{ij} — площадь этой подобласти. Экстраполируем это среднее значение целевой функции на прогнозируемую подобласть D^0_{ij} с тем же j -ым интервалом значений i -ой косвенной функции, то есть в качестве оценки значения функции f_0 в каждой точке подобласти D^0_{ij} возьмем F_{ij} .

Такая экстраполяция допустима при выполнении следующих условий: 1) связь между целевой f_0 и косвенной f_i функциями достаточно сильная; 2) область D однородна по этой связи; 3) оценка среднего значения F_{ij} целевой функции f_0 в эталонной подобласти D^0_{ij} достаточно точная. Для выполнения послед-

него условия эталонная подобласть D' должна составлять по площади значительную часть всей области D .

Таким образом, для каждой точки (x, y) прогнозируемой подобласти D^0 будут получены m оценок $F_1(x, y), F_2(x, y), \dots, F_m(x, y)$ значения целевой функции f_0 , по m косвенным функциям f_1, f_2, \dots, f_m . Среднее из них $F(x, y)$ примем в качестве конечной оценки в этой точке. Усреднение естественно производить с весами, прямо пропорциональными мерам связи между целевой функцией и косвенными:

$$F(x, y) = \frac{\delta_i}{\sum_{i=1}^m \delta_i} \sum_{i=1}^m F_i(x, y). \quad (4)$$

Количество полезного компонента U_b в ограниченной области B вычисляется по формуле:

$$U_b = \iint_b F(x, y) dx dy. \quad (5)$$

Для определения точности оценок вычислим по формуле (5) оценки количества полезного компонента для участков контрольной подобласти D'' . Сравним их с известными истинными запасами полезного компонента на этих участках, вычислив какие-либо величины погрешности (абсолютные или относительные ошибки, средняя квадратическая погрешность, коэффициент вариации и т. п.).

При практических вычислениях интегралы в формулах (3) и (5) заменяются соответствующими суммами.

Здесь дано общее описание алгоритма. В конкретных случаях возможны некоторые модификации формул, учитывающие свойства используемых функций.

По изложенному алгоритму разработаны программы «Плотность размещений», «Генерализация» и «Ресурсы (на языке ФОРТРАН)». Затем эти программы в целях их апробации использованы для прогнозирования рудоносности закрытых территорий Средней Азии по главным металлам.

В качестве исходных данных использован фактический материал, собранный многими исследователями (2, 3, 4).

Схема обработки данных на ЭВМ для прогнозной оценки рудоносности закрытых территорий Средней Азии сводилась к следующему.

Для районов с выходами домезозойских образований по программе «Плотность размещения» вычислялись коэффициенты пространственной зависимости плотности размещения месторождений от геологических и геофизических признаков, несущих информацию о глубинном строении. К ним относятся: глубина залегания поверхности Мохоровичича и кровли гранито-гнейсового

слоя, аномалии гравитационного и магнитного полей, линейменты и кольцевые структуры.

Среди исследованных признаков по коэффициентам пространственной зависимости выделены такие, которые наиболее сильно связаны с пространственным распределением эндогенных месторождений. Такими признаками оказались аномалии гравитационного поля в редукции Буге и глубина залегания кровли гранито-гнейсового слоя.

По этим двум признакам для главных металлов региона — свинца, цинка, вольфрама и др. по программе «Ресурсы» вычислены оценки количества металлов в условных единицах в каждой ячейке сетки с шагом 5' по долготе и 7,5' по широте. Затем

Общие прогнозные ресурсы (в условных единицах) свинца, цинка и вольфрама для закрытых территорий Средней Азии

Тип участка	Количество участков	Прогнозные ресурсы		
		свинец	цинк	вольфрам
Полностью закрытые	77	82	66	25
Полузакрытые	22	55	38	8
В с е г о	99	137	104	33

для построения прогнозных схем эти результаты были пересчитаны в количество металлов для площадей с размерами 40'×60'. По этим данным для закрытой территории Средней Азии для указанных металлов построены схемы в изолиниях прогнозируемого количества металла.

Участки с наибольшими оценками ресурсов свинца и цинка приурочены к предгорьям Чаткало-Кураминских гор и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Кроме того, в Кызылкумах выделились два максимума с их относительно небольшими оценками. Рисунки изолиний прогнозных запасов этих металлов очень сходные, что вероятно, отражает общие закономерности размещения полиметаллических месторождений.

По расположению аномалий прогнозных запасов вольфрам отличается от других рассматриваемых металлов.

Выделено три района с повышенными прогнозными ресурсами вольфрама. Первый из них расположен в Восточных Кызылкумах, второй — в песках Муюнкум, третий — южнее г. Карши.

В таблице приведены общие прогнозные ресурсы свинца, цинка, вольфрама в условных единицах для закрытых территорий Средней Азии. Участки на этих территориях разделены на полностью закрытые (на которых отсутствуют выходы домезозойских пород) и полузакрытые (на которых выходы домезозойских образований занимают менее половины площади). На полузакрытых участках глубина залегания домезозойского фундамента сравнительно небольшая (менее 500 м).

Общие прогнозные ресурсы закрытых территорий больше известных ресурсов открытых территорий для свинца, цинка и вольфрама в 1,4; 2,4 и 1,5 раза соответственно.

Приводим характеристики точности оценок ресурсов указанных металлов: фактические и вычисленные ресурсы, абсолютная и относительная ошибки. Средняя относительная погрешность оценок ресурсов рассматриваемых металлов составляет около 25⁰/₀.

<i>Оцениваемая величина</i>	<i>Свинец</i>	<i>Цинк</i>	<i>Вольфрам</i>
Фактические ресурсы	101	43	21
Вычисленные ресурсы	109	61	16
Абсолютная ошибка	8	18	5
Относительная ошибка, %	8	41	26

Дальнейшее увеличение точности оценок ресурсов возможно путем уточнения исходных данных и привлечения дополнительных материалов, несущих информацию о скрытых рудных объектах. Полученные результаты обосновывают эффективность разработанных алгоритмов и программ на ЭВМ для количественного прогнозирования и оценки ресурсов закрытых территорий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1960.
2. Борисов О. М., Глух А. К. Кольцевые структуры и линейменты Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1982.
3. Литосфера Памира и Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1982.
4. Хамрабаев И. Х. [и др.]. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии.— М.: Наука, 1977.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Х. Н. Баймухамедов. Условия образования и закономерности размещения эндогенного оруденения некоторых рудных районов Тянь-Шаня	7
И. М. Голованов, В. Г. Гарьковец, А. Д. Шмулевич, А. Г. Шмелев, О. Г. Терлецкий, В. А. Хорват. Прогностико-металлогенические исследования в системе Министерства геологии УзССР	16
О. М. Борисов, Ф. Х. Зуннунов, М. А. Ахмеджанов. Разломно-блоковое строение литосферы Средней Азии	33
М. А. Ахмеджанов, Э. Р. Базарбаев. Типы консолидированной земной коры Тянь-Шаньского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса	45
Т. Ш. Шаякубов, Т. Н. Далимов, В. П. Коржаев, Л. В. Шпотова, Р. Н. Абдуллаев. Основные этапы вулканизма и некоторые вопросы геодинамики Тянь-Шаня	52
А. Д. Швецов, В. А. Хорват. Некоторые геолого-металлогенические особенности Кокпатасского глубинного разлома	62
К. Урунбаев. Петрогеохимические серии палеозойских гранитоидов Узбекистана и их рудоносность	70
Х. Р. Рахматуллаев. Дайки и оруденение позднеорогенного этапа развития герцинид Южного Тянь-Шаня	82
Т. М. Мацокина-Воронич, М. С. Кучукова. Некоторые вопросы скарново-шеелитовых образований Западного Узбекистана	87
Т. Ш. Хаджиев, Т. М. Мацокина-Воронич, М. М. Мансуров, М. Максудов. Качественная генетическая модель скарново-полиметаллической формации (на примере скарново-полиметаллических месторождений Кураминской металлогенической подзоны)	93
А. Каххаров, А. Усманов. Главные минералого-геохимические и петрографические поисково-оценочные критерии свинцово-цинкового оруденения в скарнах и скарноидах Чаткало-Кураминской зоны Средней Азии	103
К. Л. Бабаев. Геолого-генетические модели одного рудного района Средней Азии	112
П. В. Панкратьев. Эпохи свинцово-цинкового оруденения Тянь-Шаня	125
М. М. Мансуров, С. К. Смирнова, В. В. Козлов. Зональность эндогенных рудных формаций Кураминской подзоны	131
А. В. Покровский. Некоторые петрометаллогенические аспекты метаморфических формаций	142
В. Г. Гарьковец, Л. А. Быков. К проблеме литогенного (сингенетично-эпигенетического) рудообразования (на примере Средней Азии)	143
И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов, В. Е. Головин. Типы метаморфизма в геологических образованиях Узбекистана	162
Ф. А. Усманов, А. А. Шарипова. Количественное прогнозирование рудоносности закрытых территорий	164

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

*Утверждена к печати Ученым советом
Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева
и Отделением наук о Земле АН УзССР*

Редактор *Р. Б. Якубович*
Художник *В. С. Тий*
Технический редактор *О. А. Мосина*
Корректор *А. А. Ковалева*

ИБ № 4158

Сдано в набор 8.07.87 г. Подписано к печати 1.09.87 г. P02154. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 10,75+0,25 (вклейка). Уч.-изд. л. 11,0. Тираж 1000. Заказ 144. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Фан» УзССР: 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография издательства «Фан»: Ташкент, проспект М. Горького, 79.

В 1988 ГОДУ
В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «ФАН» УЗССР ВЫИДЕТ В СВЕТ
МОНОГРАФИЯ

Новые данные о минералах Узбекистана/Исмаилов М. И., Коваленкер В. А., Бабаджанов А. и др.;
Отв. ред. Смирнова С. К.; 13 л. — 2 р. 1000 экз.— На
рус. яз.

В монографии изложены новые данные об известных и новых минералах, выявленных на территории Узбекистана за последнее десятилетие. Приводятся типоморфные особенности рудных и рудосопровождающих минералов обосновываются возможности их применения как индикаторов скрытых рудных тел.

Для геологов, минералогов, геохимиков, специалистов, занимающихся поисками и разведкой месторождений.

*Заявки просим направлять по адресу:
700029. Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73.
Магазин «Академкнига».*

Цена 2 р. 30 к.

5127



