Р. А. Мусин

Формации рудных метасоматитов



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

553.2.062:552

Р. А. МУСИН

ФОРМАЦИИ РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА

1189

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
Ташкент · 1970

Институт Геологических Наук
Библиотека

УДК 553.22:553.062/067(575.11)

В книге дана характеристика метасоматических изменений пород, связанных с различными этапами развития гранитоидного магматизма. Показано закономерное изменение характера метасоматических процессов в зависимости от цикличности и эволюции интрузивного процесса. Рассмотрены вопросы взаимосвязи литогенеза, тектоники, магматизма и метасоматизма. Подчеркнута роль литогенеза в развитии эндогенных процессов. Дана классификация метасоматических образований и генетических типов месторождений, ассоциирующих с ними.

Большое внимание уделено выявлению генетических особенностей вторичных кварцитов и их значению в концентрации медных и других месторождений. Обобщены данные по геологии и металлогении крупнейшей горнорудной базы Средней Азии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Ответ. редактор
доктор геолого-минералогических наук
И. М. Мирходжаев

2-9-2

ВВЕДЕНИЕ

Алмалыкский рудный район — весьма перспективный крупнейший центр горнорудной промышленности Средней Азии.

Широкое распространение различных фациальных разновидностей вторичных кварцитов свидетельствует о благоприятных условиях для поисков месторождений меди, алунита, золота, висмута, флюорита и др. Однако многие перспективные, но закрытые площади еще не разведаны. Благодаря удобному географическому положению здесь можно экономически выгодно эксплуатировать руды, производить комплексное извлечение всех полезных компонентов из руд, вовлекать в эксплуатацию новые виды горного сырья.

На основе изучения Алмалыкского горнорудного района могут быть успешно разрешены как комплексные, так и узко специализированные научные проблемы.

Учитывая большое народнохозяйственное значение рассматриваемого района, руководство Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР включило в тематический план его комплексное геологическое исследование.

Один из разделов этой большой проблемы, касающийся изучения рудных и метасоматических комплексов и металлогении описываемого региона, положен в основу данной монографии. Тема разрабатывалась с 1955 по 1967 г. Научное руководство осуществлялось ныне покойным членом-корреспондентом АН СССР Х. М. Абдуллаевым, а затем членом-корреспондентом АН УзССР И. Х. Хамрабаевым. В работе принимали участие геологи Министерства геологии Узбекской ССР (Алмалыкская геологоразведочная и Ревизионно-тематическая экспедиции), а также Алтынтопканского полиметаллического комбината им. В. И. Ленина.

На первом этапе детально исследовались условия локализации сульфидных руд месторождения Калмаккыр по данным глубокого разведочного бурения. Изучались тектоническое строение района, околорудные изменения как поисковые критерии; условия локализации окисленных руд по данным эксплуатации; геолого-петрографические особенности нижне-среднекарбоновых эффузивов; геология и генезис месторождений Саукбулакского рудного поля; дайковые образования района и их взаимоотношения с оруденением.

На втором этапе были завершены исследования по металлогении Узбекистана, дана сравнительная геолого-геохимическая характеристика медно-рудных районов и составлены прогнозные схемы на медь Узбекистана вообще и Алмалыкского района, в частности.

В прогнозных и металлогенических построениях мы исходили из положения о том, что проявление эндогенной, в том числе рудной, минерализации тесно связано со всей геологической историей данной территории. Особое место отводится экзогенным процессам, которые выявляются при изучении высокоглиноземистых пород.

В последующем преобразовании первично экзогенных продуктов изменения большую роль играли гранитоидные интрузии. Как экзогенные процессы, так и эндогенные протекали на фоне закономерного развития различных по масштабам блоков земной коры — поднятий и депрессий.

В поднятиях многократно проявлены гранитоидные интрузии, интенсивно преобразующие остаточные и инфильтрационные продукты экзогенных изменений пород. В депрессиях активация выражена слабо или отсутствует. Эти особенности тектонических блоков обусловливают отличительные черты металлогении.

Пользуясь случаем, выражаю искреннюю благодарность И. М. Миркоджаеву, И. Х. Хамрабаеву, Д. П. Сердюченко, А. Г. Бабаеву, А. Р. Ярмухамедову за ценные советы и помощь в подготовке рукописи.

ПРЕДИСЛОВИЕ

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА

В Алмалыкском районе, как и во всем рудном Карамазаре, с древних времен добываются полезные ископаемые. Об этом говорят не только многочисленные и часто уникальные древние выработки или документы, дошедшие до нас из различных источников, но и сами названия местностей. В горных районах Средней Азии, прилегающих к оазисам Ташкента, Ферганской котловины, Бухары, Южного Узбекистана и Таджикистана, названия местностей зачастую указывают на место нахождения того или иного полезного ископаемого.

Изучение географических названий местностей на языках народов Средней Азии и Казахстана дало интересный материал (Мусин, 1967). Использование их позволяет определять местонахождение древних свинцово-серебряных, медно-золотых, золотых, ртутных месторождений и, следовательно, промышленных месторождений этих металлов.

По данным археологов, наиболее поздние периоды добычи руды в Средней Азии относятся к средним векам. С приходом ислама горный промысел значительно ослаб, хотя кое-где еще отрабатывались богатые серебряные, свинцовые, ртутные и золотые месторождения, а также месторождения поделочных камней.

Горная промышленность Средней Азии возобновилась только после Великой Октябрьской Социалистической революции в связи с быстрым развитием геологической науки и практики.

Представляет значительный интерес восстановление, хотя бы в общих чертах, хода изучения геологии Алмалыкского рудного района.

Начало планомерному геологическому исследованию Карамазара положил С. Ф. Машковцев (1928, 1933), проводивший в 1925—1926 гг. мелкомасштабное геологическое картирование, в процессе которого было открыто Калмаккырское[1] медное месторождение.

В 1927 г. и в последующие годы Карамазар, включая Алмалыкский район, изучал Б. Н. Наследов (1932 — 1941), неутомимый энтузиаст в борьбе за быстрейшее выявление и освоение недр Карамазара. По его инициативе в 1936 г. провел геолого-разведочные работы Г. Г. Гудалин. Несмотря на отрицательные результаты этих работ, разведка Алмалыка была продолжена благодаря правильной оценке его перспектив крупнейшим знатоком медно-порфировых руд Казахстана М. П. Русаковым

[1] Обычно пишут Кальмакыр, что неверно. Слово Калмаккыр в переводе означает калмыцкий рудокоп (Мусин, 1967).

(1931—1935 гг.), который в 1931 г. выявил перспективные запасы района в количестве, близком к подсчитанному в настоящее время.

Правильная оценка месторождения определила дальнейшую его судьбу. В 1930 — 1934 гг. здесь велась предварительная разведка САРГРУ, с 1934 по 1940 г. с двухгодичным перерывом (1937 — 1938) проводил детальную разведку «Алмалыкстрой». С 1940 г. по настоящее время (с перерывом 1941 — 1945 гг.) разведочные работы ведут трест «Средазцветметразведка» и Министерство геологии УзССР.

Все это время, помимо геолого-разведочных работ с чисто практической целью (выявление запасов полезных ископаемых), проводился комплекс геологических исследований (поиски, геологическое картирование и т. д.), в которых участвовал большой коллектив геологов.

Разведочные работы в период 1931 — 1937 гг. проводились под руководством А. В. Королева (1932 — 1941) при участии Б. К. Брешенкова (1931), З. А. Васильевой (1933), А. Д. Каленова, З. А. Королевой, А. В. Пуркина, А. Б. Баталова, Н. Д. Ушакова, М. Ф. Зенина и др.

В 1940—1941 гг. разведка района осуществлялась под руководством Ю. А. Сикстель, который впервые подсчитал запасы руд.

С 1945 по 1967 г. в изучении месторождений Алмалыкского рудного района участвовал большой коллектив геологов. Это прежде всего огромная армия геологов-производственников, благодаря которым Алмалыкский рудный район вышел в первые ряды промышленных объектов. В этот район входит ряд рудных полей. Наиболее крупное из них — Алмалыкское рудное поле, включающее медные месторождения: Калмакыр, Акчеку, Джаныбек, Надырбек, Дальнее, Балыкты, Карабулак, Кулемес; полиметаллические: Кургашинкан, Кулькермес, Накпай, Балыкты, Тогаб, Кызыата; золоторудные: Актурпак, Сартабуткан, Каульды, Бичанзор.

Вторым по величине является рудное поле Саукбулак, включающее медные, свинцово-цинковые и алунитовые месторождения Сарычеку, Саргалам, Южно-Саукбулакское, Мисканское, Коктепинское, Каттанаусское, Ургазское, Щенибекское, Карабулакское и др.

На востоке района расположено несколько рудных полей, не имеющих самостоятельного значения (Каттасай-Байбичакотанское, Северо-Шаугасское, Унгурликанское, Сарыташское, Яккобагское, Кандырское и др.).

В поисках, разведке и других исследованиях указанных рудных полей и месторождений участвовали: А. В. Антипина, А. П. Асанов, Е. Б. Ачкасова, Л. А. Афанасьев, С. Т. Бадалов, Р. П. Бадалова, З. В. Алехина, М. А. Батенев, А. С. Богатырев, В. Ф. Богатырев, Л. Бокова, Д. М. Богданович, Е. Р. Бутьева, В. Г. Варламов, Б. Н. Воздвиженский, И. М. Голованов, В. Г. Гарьковец, А. Ф. Гончаров, Н. И. Дабижа, Н. И. Джантуганов, С. А. Денисов, В. Ю. Деды, В. А. Жариков, К. Ж. Жаныбеков, А. Ф. Зайченко, Г. М. Заморин, В.С. Зверев, Т. З. Закиров, Д. И. Ибадуллаев, Е. М. Кадысов, А. К. Касымов, Н. Н. Козырева, В. П. Коломийченко, А. А. Кулаков, М. С. Кучукова, Н. Д. Курамшин, Н. И. Крылов, И. Э. Марниц, Р. А. Мусин, А. Г. Мартынова, Д. Матчанов, В. В. Митнев, В. А. Мисюров, Е. С. Плясовских, А. В. Пуркин, К. Ф. Налетова, Н. В. Нечелюстов, В. Н. Петров, З. М. Протодьяконова, В. М. Прохоров, А. В. Рабинович, А. Т. Рахунбеков, Б. В. Розина, С. Р. Рузматов, Л. Г. Сандомирский, В. Сеиткамилов, К. Ф. Сомов, Ю. А. Сикстель, Е. К. Тепикин, М. Усманов, Г. С. Чуршуков, И. Д. Чумаков, А. Ш. Шамансуров, П. А. Шехтман, М. Г. Шужанов, Н. А. Яковлева, Д. Х. Якубов, А. Ярмухамедов и др.

В разведке, крупномасштабном геологическом картировании месторождений и поисках в районе Алмалыка, помимо вышеупомянутых геологов, в разное время участвовали А. Б. Баталов, А. М. Лебедев, (1933 —

1934 гг.) В. Ф. Викторов, Ж. Н. Кузнецов, В. А. Арапов, Ф. Ш. Раджабов, Л. Г. Лунина, Д. П. Ляшкевич, Б. И. Сигалов, В. Г. Микиртумов, И. Б. Федорова, В. Б. Тохсыров.

Мелкомасштабные съемки проводили М. Ф. Машковцев (1925 — 1926), Н. П. Васильковский (1929 — 1952), Н. Ф. Безобразова (1929), К. Н. Вендланд (1935 — 1936), Б. Н. Наследов, А. П. Петренко (1941).

Работы, освещающие общие и частные вопросы региональной геологии, тектоники, стратиграфии и литологии, петрологии и металлогении, минералогии и геохимии, геологии полезных ископаемых, методики поисков, разведки: Х. М. Абдуллаев (1957), Е. Л. Абрамович (1945, 1968), М. Н. Азербаев (1935), И. А. Айзенштат (1960 — 1969), В. И. Айзенштат (1962 — 1965), Ю. А. Арапов (1935), В. А. Арапов (1959 — 1964), М. А. Ахмеджанов (1960 — 1967), С. Т. Бадалов (1955 — 1969), Р. П. Бадалова (1952 — 1955), А. Б. Баталов (1935 — 1957), О. М. Борисов (1959 — 1967), Н. П. Васильковский (1940 — 1952), К. Н. Вендланд (1938), Н. Б. Вольфсон (1960—1964), Ф. И. Вольфсон (1937—1952), В. А. Воронич (1957 — 1964), Т. М. Воронич-Мацокина (1957 — 1965), О. П. Горьковой (1960 — 1965), И. М. Голованов (1960 — 1968), Т. З. Закиров (1958 — 1962), С. А. Денисов (1960 — 1965), В. Ю. Деды (1965), Н. И. Джантуганов (1962—1967), М. И. Исмаилов (1958—1961), А. Д. Каленов (1935), А. К. Каххаров (1958 — 1959), Е. Д. Карпова (1946, 1958 — 1960), А. К. Касымов (1957), А. В. Королев (1939 — 1948), З. А. Королева (1937), В. А. Королев (1965 — 1968), М. С. Кучукова (1957), В. М. Крейтер (1931 — 1933), А. А. Малахов (1958 — 1966), Дж. Матчанов (1964 — 1969), И. М. Мирходжаев (1954 — 1966), М. И. Моисеева (1949 — 1969), Р. А. Мусин (1959 — 1969), Б. Н. Наследов (1937 — 1961), В. И. Попов (1937 — 1958), А. В. Пуркин (1937), Ф. Ш. Раджабов (1957 — 1964), С. Р. Рузматов (1960 — 1964), О. И. Сергунькова (1958), Т. Тулегенов (1964 — 1966), И. Х. Хамрабаев (1964—1969), А. Г. Хваловский, А. Р. Ярмухамедов (1963—1968).

На основании этих сведений можно сделать следующие общие выводы об итогах проведенных исследований в Алмалыкском рудном поле.

Проведена детальная разведка многих месторождений, известных и открытых в последние годы. Тщательно изучены морфология и вещественный состав руд, околорудных изменений и вмещающих пород. Разработаны схемы стратиграфии, магматизма, тектоники для Кураминских гор и отдельных рудных районов, полей и месторождений, включая фазы, этапы, стадии, циклы тектоники, магматизма и рудообразования.

Однако есть еще нерешенные и спорные вопросы в установлении возраста разломов, складок, в характере смены плана деформации во времени, в определении роли тектонических элементов в формировании интрузий, вулканических очагов, месторождений и т. п. Нет единого мнения о возрасте оруденений, источнике металлов, участии интрузивных, эффузивных и экзогенных процессов в рудообразовании.

Много неясного в понимании единства или различия двух форм магматизма — интрузивного и эффузивного. Одни исследователи видят прямые переходы интрузии в эффузивы, выделяя вулкано-плутонические формации, другие предусматривают их синхронность, третьи — закономерную смену эффузивного процесса интрузивными, отождествляя эффузивный процесс с осадконакоплением.

Требует теоретического обоснования отсутствие крупных концентраций эндогенного оруденения, связанного с каледонским циклом тектогенеза и магматизма. Нет ясности в трактовках стадий и этапов минералообразования, выделяемых по признаку взаимных пересечений жильных тел и минералов.

Глава I

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЯНЬ-ШАНЯ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-РУДНЫХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПРОМЫШЛЕННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕДИ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Наиболее распространенными типами промышленных медных месторождений являются: медистые песчаники, медно-порфировые, медно-колчеданные, медно-никелевые, скарново-медные, медно-турмалиновые и самородная медь в цеолитизированных эффузивах.

Медные месторождения часто сопровождаются заметными концентрациями других металлов: свинца, цинка, висмута, золота, вольфрама, железа и др.

Из перечисленных выше главнейших типов, половина мировых запасов заключена в стратифицированных толщах медистых песчаников. Причем, главная доля медистых песчаников падает на допалеозойские осадочные образования древних щитов, где размещаются крупнейшие медно-никелевые месторождения и самородной меди.

На втором месте (30% от общих запасов) стоят медно-порфировые месторождения, связанные в основном с киммерийскими и альпийскими структурами. Следовательно, прочие медные месторождения составляют всего 20% мировых запасов.

В ранней истории развития земной коры концентрация меди была тесно связана с накоплением и преобразованием терригенных и карбонатных отложений в активизированных участках древних платформ. Например, меденосный район Катанги и Северной Родезии Африканского щита сложен протерозойскими сланцами, песчаниками, переслаивающимися с доломитами. По-видимому, особые панплатформенные условия накопления и преобразования древних толщ, в нуклеарной стадии развития земной коры отличают их от более молодых.

Полагают, что древние меденосные осадки образовались в аридных климатических условиях (присутствие доломитов). Палеозойские меденосные формации Джезказгана, Мансфельда, Силезии и др. значительно отличаются от протерозойских. Однако между ними находят много общего и считают, что это результат аридного литогенеза, происходящего в прибрежно-морских условиях. Но для такого вывода еще нет полных оснований. Если медоносные сланцы Мансфельда, медистые песчаники Казахстана, Средней Азии несут явные признаки аридного литогенеза, то для допалеозойских и раннепалеозойских меденосных толщ эти признаки трудновыявляемы.

На основании материала, касающегося участия меди в осадочном литогенезе, можно сделать вывод о том, что вопрос о характере литогенеза медистых пород остается открытым, особенно для древних толщ.

Для Тянь-Шаня можно считать более или менее установленным, что сингенетичное накопление меди, свинца, цинка, а, возможно, и молибдена связано с осадками аридных зон. Это красноцветные и сероцветные песчаники девона и мезо-кайнозоя.

Многие исследователи предполагают, что в концентрации меди в эпигенетических преобразованиях и перемещениях ее в толщах красноцветов большую роль играют процессы миграции нефтей и нефтяных вод. Нефть и нефтяные воды хорошо растворяют металлы, образуя металлоорганические соединения. Микрокомпоненты нефтей, даже при их ничтожном содержании, легко выпадают из раствора при малейшем изменении физико-химических условий миграции нефти. Причина приуроченности медных и других руд в мезо-кайнозойских осадках к нефтегазоносным бассейнам Средней Азии хорошо раскрыта В. И. Поповым (1964), А. И. Германовым (1961).

Такая же закономерность наблюдается в нефтегазоносных бассейнах Силезии. Существует мнение об участии нефтяных вод, нефтей и газов в образовании медных залежей Джезказгана.

Медистые сланцы верхнепермского Цехштейнового моря представляют трансгрессивную серию, тогда как красноцветы Джезказгана, Средней Азии отлагались в условиях регрессии моря.

Верхнепермские медистые сланцы Цехштейна залегают трансгрессивно на пенепленизированном складчатом основании C_3—P_1 и образуют четыре соленосных цикла. Медистые сланцы относятся к базисному слою первого цикла и тяготеют к границе сапропелевой и красноцветной фации. Медистый подтип сланцев представлен мелководными фациями, тогда как свинцовый и особенно цинковый подтипы локализованы в удаленных от берега мульдах цехштейнового бассейна (М. Е. Бердичевская, 1965). Следует отметить, что в этом районе известны проявления триасового магматизма.

Многочисленный материал по изучению осадочного рудогенеза подтверждает выпадение рудных компонентов одновременно с осадками, дифференциацию отдельных компонентов по определенным фациям. Эти вопросы рассмотрены в работах Е. Л. Абрамович (1968), У. Асаналиева (1964), М. А. Ахмеджанова (1960, 1962), В. С. Домарева (1957 — 1967), М. Р. Константинова (1965), В. И. Попова (1959— 1965), В. И. Попова (1964,1966), Л. В. Пустовалова (1956, 1964), Д. П. Сердюченко (1956 — 1966), Н. М. Страхова (1962), М. Д. Троянова (1966), П. Т. Таджибаевой (1965), Н. С. Шатского (1960) и многих других.

Однако вопрос непосредственного формирования промышленных залежей руд среди осадочных пород всегда вызывает острые дискуссии.

Материалы по Джезказганскому району, освещенные в работах К. И. Сатпаева (1935 — 1965), П. Т. Таджибаевой (1965), А. А. Арустамова, Ш. Е. Есенова и др. (1969) и другим аналогичным рудным регионам, свидетельствуют об участии эпигенеза в перераспределении первично рассеянного рудного комплекса. Крупные залежи медных руд носят явные черты переотложения, перегруппировки, содержат элементы-примеси и сопутствующие минералы, не свойственные сингенетичным процессам. Следовательно, влияние эпигенетических преобразований на концентрацию первично рассеянной рудной минерализации бесспорно, но нерешенным является вопрос об условиях эпигенеза. Вероятно, эпигенез происходил как в экзогенных, так и в эндогенных условиях.

Влияние эндогенных процессов часто ставится под сомнение лишь потому, что рудообразующие минералы состоят из сравнительно низкотемпературных комплексов. Особенно характерно присутствие киновари

в медистых красноцветах и сероцветах, на что следует обратить особое внимание при прогнозировании ртутных месторождений.

Отсюда вытекает важный вывод о том, что малые, нередко рассеянные содержания рудных компонентов и их промышленные скопления возникают по-разному, что не всегда принимается во внимание. Особенно ощутительна эта разница для наиболее распространенных в земной коре элементов — кремния, железа, алюминия, кальция, для промышленных концентраций которых требуются особые условия.

На примере медных месторождений можно заключить, что если меденосные осадочные толщи не подверглись воздействию эндогенных процессов, оруденение, как правило, бедное, непромышленное, несмотря на большое площадное распространение. Например, медистые песчаники мезо-кайнозоя Средней Азии не образуют промышленных залежей, как и палеозойские красноцветы Чаткальского, Кураминского хребтов Тянь-Шаня, Атбасар-Терсакканского района Центрального Казахстана, где четко не проявлено влияние эндогенного процесса.

Климатические условия накопления древних рудоносных осадков можно восстановить, основываясь на их характере. Например, признаком аридности климата считается наличие красноцветов, доломитов, ангидритов. Однако эти признаки могут появляться за счет эпигенетических преобразований осадков. Например, в красноцветных песчаниках всегда наблюдаются заметные эпигенетичные изменения, обусловленные циркуляцией в них растворов и слабо дифференцированным полимиктовым, легко изменяющимся составом; характерные для аридных условий доломиты, ангидриты могут возникнуть в результате преобразования известняков под действием сульфатных растворов в любых климатических условиях и т. д.

Поэтому только при комплексном рассмотрении типоморфных фаций не только морских, но и синхронных континентальных осадков, можно с большей уверенностью выделять металлогенические провинции и восстанавливать климатические условия древних эпох. Одним из основных критериев для восстановления климатических условий, мы считаем накопление высокоглиноземистых осадков и парагенных с ними железорудных, марганцевых и кремнистых формаций, сохраняющих свои основные черты даже при самых интенсивных преобразованиях.

Обращает на себя внимание дефицит серы в меденосных красноцветных осадках, в связи с чем нередко рудные минералы представлены окисными или малосернистыми сульфидными соединениями меди.

Палеоклиматические и палеотектонические условия накопления меди в осадочных породах имеют непосредственное отношение к проблеме эндогенного рудообразования.

В настоящее время все чаще появляются высказывания о возможности извлечения рудных компонентов гидротермальным и другими растворами по пути их восходящего движения.

Вопрос этот поднимали неоднократно многие исследователи (Н. Я. Белевцев, Г. Шнейдерхен, А. В. Королев, А. С. Уклонский, С. Т. Бадалов и др.). Влияние геологической среды на магматические и постмагматические образования подчеркивалось в работах Х. М. Абдуллаева (1964), И. Х. Хамрабаева (1958).

Е. А. Радкевич (1965) также отмечает важную роль регенерации (активизация и перераспределение вещества) в широком смысле слова. Однако при этом она отрицает идеи Г. Шнейдерхена о моноцикличности и, очень редко, бицикличности процесса эндогенного рудообразования. Бицикличность по Г. Шнейдерхену, проявляется лишь в некоторых квазикратогенных областях.

Повторение характера минерализации в разных циклах развития территории Е. А. Радкевич склонна объяснять не перемещением ранее сформировавшихся руд, а повторением условий осадконакопления, тектоники и т. п. Материалы по распределению во времени меднорудных формаций не подтверждают такой вывод. Напротив, меденосные формации, если и повторяются в ходе развития земной коры несколько раз, то не проявляют полного сходства тектонических или литологических условий. Кроме того, в каждом конкретном регионе (геоструктурной единице) повторения не наблюдается. Меденосные осадки докембрия проявлены на одних площадях (Сибирская, Африканская платформы), а палеозойские или мезозойские — на других. Эта закономерность в какой-то степени подтверждает идею о моноцикличности, перекликающейся с законом необратимой эволюции земной коры. При этом, процесс эволюции следует рассматривать не вообще, а применительно к конкретной площади, обособленной геоструктурной единице.

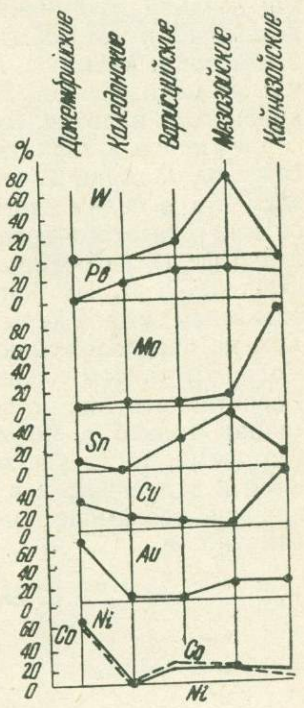


Рис. 1. Распределение мировых ресурсов некоторых рудообразующих металлов эндогенного происхождения по геологическому возрасту (подсчеты ВСЕГЕИ), по М. Н. Ивантишину (1960).

В масштабе всей планеты в развитии условий концентрации меди наблюдается следующее. Медь впервые стала накапливаться в заметных количествах, начиная с нижнего протерозоя, среди терригенно-карбонатных толщ древних платформ (Сибирская, Канадская, Африканская). Архейский же период, богатый месторождениями алюминия, железа, урана, золота, по сведениям И. Б. Белькова (1960), М. Н. Ивантишина (1960), Н. М. Страхова (1962), Л. И. Салопа (1964), В. Е. Хаина (1964) и других, характеризовался отсутствием заметных проявлений складчатости, терригенных образований, признаков расчленения земной коры на геосинклинали и платформы и процессов метаморфической дифференциации. Вероятно, поэтому в архее не было условий для накопления меденосных осадков. Однако распространение в этот период высокоглиноземистых образований является благоприятным и не исключает присутствия среди допротерозойских толщ концентраций медных руд.

Довольно характерна для древних осадков исключительная выдержанность единых фациальных условий на огромных площадях, иногда измеряемых масштабами всей поверхности Земли. Этим и объясняются соответствующие размеры древних месторождений не только меди, но и железа, марганца, алюминия и др.

Меденосные красноцветы палеозоя и мезо-кайнозоя, также характерные для континентальных условий и для относительно консолидированных площадей, имеют уже локальное развитие и временный разброс (*D, C, P, Mz, Kz,*).

Начиная с кембрия, а, возможно, и ранее, крупные концентрации меди перемещаются в эффузивные толщи (самородная медь, колчеданы). Б. И. Берман и др. (1965) описывают колчеданно-полиметаллические руды в нижнем кембрии Восточной Тувы.

Синхронно с колчеданными месторождениями формируются скарновые. Медно-порфировые месторождения появляются в конце палеозоя и достигают максимального развития в кайнозое. С ними обычно синхронны многие медно-колчеданные, медно-скарновые и медно-турмалиновые месторождения.

Интересно отметить, что для некоторых элементов наблюдаются определенные периоды концентраций. Они кратковременны для максимумов и длительны для минимумов. Для меди существует два максимума: поздний докембрий и кайнозой; для золота, урана и тория—ранний докембрий и мезозой; для вольфрама и молибдена по одному максимуму в мезозое и кайнозое. Максимум молибдена совпадает со вторым максимумом меди. Свинец не имеет резко выраженных экстремальных точек, кривая его плавная (рис. 1).

Различные характеристики кривых концентраций металлов в геологической истории в какой-то мере отражают степень участия данного элемента в седиментогенезе (осадочном, вулканогенном) в зависимости от возраста этого процесса и связи с эволюцией биосферы, атмосферы, гидросферы, литосферы, а также процессов гранитизации (В. И. Вернадский, 1959; А. П. Виноградов, 1962; А. Б. Ронов, 1964). Возможно, с развитием земной коры связано и изменение числа химических элементов. Так, по предположению А. С. Уклонского (1965), элементы, обладающие большим числом параэлементов и устойчивых изотопов, более древние. Вероятно, это так, но вольфрам, молибден, образующие крупные концентрации только в молодые эпохи, обладают несколькими устойчивыми изотопами, тогда как медь, золото, не имеющие изотопов, концентрируются и в древние, и в молодые эпохи. По-видимому, имеются и другие причины геохимического характера, обусловливающие выявленные закономерности.

СХЕМА СТРОЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН ТЯНЬШАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ, ВМЕЩАЮЩИХ МЕДНО-РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Металлогенические особенности отдельных территорий непосредственно связаны с историей их геологического развития. Поэтому одной из составных частей общей металлогении является геологическое и геотектоническое районирование. Следовательно, наиболее совершенной схемой районирования будет та, которая с максимальной четкостью отразит основные черты металлогенической специализации регионов.

При сопоставлении металлогенической специализации регионов, резко отличающихся друг от друга по структурно-фациальным особенностям, возникает ряд вопросов. Они связаны с тем, что в разнотипных структурных единицах концентрируются одни и те же полезные ископаемые.

Однако, если за основу металлогенического анализа принять определенный комплекс типоморфных полезных ископаемых, то задача значительно облегчается. Например, для Кураминской и Байсунской зон герцинского Тянь-Шаня характерны промышленные концентрации меди, свинца, цинка, золота, а для Южно-тяньшанской—руд, образующих окисные или малосернистые соединения вольфрама, олова, ртути и самородного золота в убогосульфидной среде, а также осадочные руды алюминия, железа, марганца, кремния. Сурьма, фтор, реже молибден, вольфрам присутствуют во всех разнотипных зонах. Границы распространения типоморфных месторождений будут наиболее надежным критерием для уточнения контуров структурно-фациальных зон.

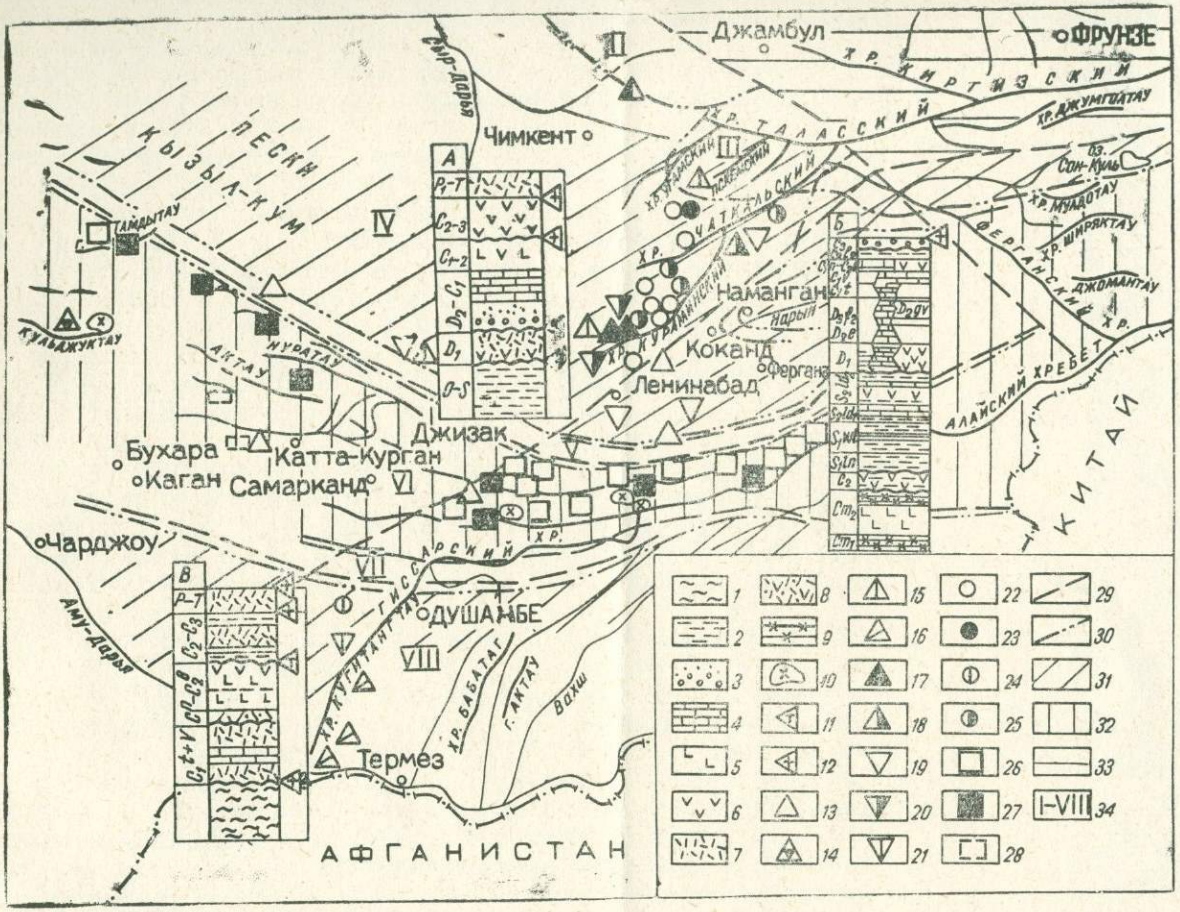


Рис. 2. Схема распределения главнейших типов глиноземистой, медно-рудной и полиметаллической формаций в структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня.
I—для стратиграфических колонок А,Б,В и соответственно для структурно-фациальных зон, 12—34—для всей схемы.

1—осадочно-метаморфические; *2*—осадочно-терригенные (тонко и мелкообломочные); *3*—осадочно-терригенные (средне- и крупнообломочные); *4*—карбонатные отложения; *5—8* эффузивы; (основные, средние, кислые, пирокластические); *9*—кварциты; *10—11*—время формирования интрузий (основных, гранитоидных); *12*—нефелиновые сиениты; *13—27* рудопроявления: (медные неопределенного типа, медно-никелевые, медные в красноцветах палеозоя, медные в красноцветах мезозоя и кайнозоя, медно-порфировые, скарново-медные с золотом, свинцово-цинковые в карбонатных и основных породах, свинцово-цинковые в скарнах, свинцово-цинковые колчеданного типа, неметаморфизованные алуниты, метаморфизованные алуниты, пирофиллитовые кварциты золото во вторичных кварцитах, палеозойские морские неметаморфизованные бокситы, метаморфизованные бокситы; *28*—площади где возможно обнаружение бокситов); *29*—региональные разломы; *30*—пограничные линии фациально-структурных зон *31*—ядерные зоны—срединные массивы с эвгеосинклинальным развитием, фемические (халькофильные) области развития промышленных месторождений (Cu, Pb, Zn, Au, F); *32*—миогеосинклинальные зоны—сиалические области развития морских палеозойских бокситов и преимущественно безсульфидных (W,; Sn, Au, F и др.) и малосульфидных (Hg, Sb, Au, As) месторождений; *33*—каледониты и герциниды Северного Тянь-Шаня; *34*—структурно-фациальные зоны Тянь—Шаня (по М. А. Ахмедж анову и др.): *I* Северо-Тяньшанская, *II*—Большекаратауссная мегантиклинориевая, *III*—Чаткальская мегантиклинориевая, *IV* —Курамино-Ферганская мегасинклинориевая, *V*—Карачатырский прогиб, *VI*—Южно-Тяньшанская мегантиклинориевая, *VII*—Южно-Гиссарский прогиб, *VIII*—Каракумо-Таджикская мегасинклинориевая.

Районирование планетарного масштаба включает структуры I порядка—платформы и геосинклинальные системы, с учетом особенностей их развития. Тяньшанская складчатая зона является частью геосинклинальной системы и располагается между четырьмя крупными платформами: Русской, Сибирской, Индийской и Китайской. В этой системе выделяется структура II порядка—герцинская геосинклинальная зона Тянь-Шаня, в свою очередь подразделенная на несколько самостоятельных зон, о которых речь идет ниже.

Существуют различные схемы геологического, геотектонического и металлогенического районирования территории Средней Азии как части Тяньшанской горной системы.

Это широко известные схемы Д. В. Наливкина, В. И. Попова, Н. М. Синицына, В. М. Синицына, Г. С. Поршнякова, А. В. Пейве, Д. П. Резвого, В. Н. Огнева, В. А. Николаева, Б. Н. Наследова, Х. М. Абдуллаева, Е. Д. Карповой, К. Л. Бабаева, А. К. Бухарина, Е. И. Зубцова, В. Г. Королева и многих других. Они детально рассмотрены в монографиях Х. М. Абдуллаева (1958, 1960, 1966 и др.), М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, И. А. Фузайлова (1967), В. Г. Гарьковца, А. К. Бухарина, К. К. Пяткова, И. А. Пяновской, Ю. К. Быковского (1967), Г. Ю. Алферова, В. И. Кнауфа, И. А. Пянковской, К. К. Пяткова, Б. Б. Таль-Вирского, Б. В. Ясковича (1965).

Составлены более подробные схемы для отдельных территорий Узбекистана: Чаткало-Кураминского района, Западного и Южного Узбекистана, которые отражены в трудах А. С. Аделунга (1956, 1964), В. А. Арапова (1965), М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, И. Х. Хамрабаева (1958, 1964), Р. А. Мусина, Д. Х. Якубова (1963, 1966, 1968), Р. Б. Баратова (1966), А. К. Бухарина, К. К. Пяткова, И. А. Кензина, М. М. Кухтикова и др.

Мы использовали схемы, составленные В. И. Поповым, В. Г. Гарьковцом, Г. Ю. Алферовым, В. И. Кнаф и др., а также М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым, И. Х. Хамрабаевым с участием автора.

Использованные нами схемы отличаются наименованиями и некоторыми контурами. Например, Бельтау-Кураминская подзона названа М. А. Ахмеджановым и др., вслед за Д. П. Резвым (1959), Кураминo-Ферганской, а Байсунская—Каракумо-Таджикской. В первой подзоне несколько изменены контуры. Небольшое изменение контура подзон сделали и мы, исходя из их металлогенических особенностей. Например, северную границу Южно-Тяньшанской системы необходимо проводить по южной кромке Карачатырского прогиба (рис. 2). В остальном рассматриваемые схемы близки.

В настоящее время разрабатываются новые схемы геологического районирования с учетом большого количества материала как по выходам палеозойских сооружений, так и по покровным образованиям с учетом глубинного строения. Эти работы проводятся одновременно и в Институте геологии и геофизики АН УзССР и геологами Министерства геологии УзССР (И. Х. Хамрабаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. А. Кензин, В. Г. Гарьковец, К. К. Пятков, Б. В. Яскович, В. А. Арапов, А. Д. Шмулевич, Б. Б. Таль-Вирский, А. М. Акрамходжаев, А. Г. Бабаев, Ш. Д. Давлятов и др.).

Существующие схемы геологического районирования не полностью удовлетворяют требованиям металлогении, хотя основные контуры тектонических зон Тянь-Шаня почти во всех схемах совпадают.

Одним из критериев тектонического районирования является масштабность, учитывая которую, выделяют геоструктурные зоны первого порядка. Это такие долгоживущие древние платформы-щиты (ядра) как

Сибирская, Русская, Индийская, Китайская, Африканская, Бразильская и заключенные между ними мобильные зоны. По отношению к щитам, зоны представляют поздние структуры, развивающиеся по расколам некогда единого щита. В то же время сами щиты могут быть результатом роста первозданных небольших ядер. Первичная кора имела более или менее однородное строение. В ней были слабо выражены черты как платформенных, так и геосинклинальных зон. Это так называемая нуклеарная стадия развития земной коры, по-видимому, была сходна с современной ложей мирового океана. Такое предположение основано на представлениях В. Е. Хаина (1964), Н. П. Васильковского (1959, 1962, 1964), развивающих идеи А. П. Виноградова, Н. В. Фролова, Г. Юри, А. Рингвуда, Д. Е. Гилла, и поддерживаемые многими другими исследователями (П. Н. Кропоткин, В. А. Магницкий, Е. Н. Люстих, В. И. Попов).

Эти авторы отрицают первичную сиалическую кору, в результате обрушения и переработки которой, как полагают другие исследователи, развивались геосинклинали, океанические впадины. Они же отрицают и так называемый процесс базификации платформ.

По мнению Н. П. Васильковского (1962—1964), платформы подстилаются породами, слагающими дно океанов, т. е. базальтами. В. Е. Хаин (1964) указывает, что породы катаархея (2,5—3,5 млрд. лет) на всех материках представлены гранито-гнейсами, мигматитами, что, по его мнению, не отрицает первичную андезито-базальтовую кору. В конце катаархейского цикла начали зарождаться первые ядра консолидации— небольшие островки гранито-метаморфического слоя. В архее преобладают продукты метаморфизма основных лав и туфов и присутствуют основные интрузии. Геосинклинальные погружения все чаще прерывались гранитизацией и сопутствующими им поднятиями.

Ядра консолидации разрастались почти до современной толщины. В них возникали синеклизы — впадины, где накапливался древнейший осадочный чехол. Останцы этого чехла — осадки Витватерсранда, Вентерсдропа и Трансвааля, прорванные Бушвельским лакколитом (2 млрд. лет).

Система Вентерсдорпа представляет [illegible] трапповую формацию, но по составу близкую к андезитам.

На рубеже 1,8—1,9 млрд. лет была широко развита гранитизация и консолидация эпиархейских платформ. Первичные платформы оказались неустойчивыми. В узких межматериковых геосинклиналях позднего архея и раннего протерозоя отлагались спилито-кератофировые формации и мощные джеспилиты (Саксаганская, Лабрадорская джеспилитовые геосинклинали, близкие к эвгеосинклиналям).

В среднем протерозое (1,7—1,3 млрд. лет), вследствие замыкания геосинклиналей, образовалась панплатформа (мегагея по Г. Штилле), которая раскололась в период великого предрифейского обновления.

В позднем протерозое (1,3—0,5 млрд. лет)—байкальский этап—все платформы были сформированы.

Фанерозойский этап (0,6 млрд. лет) охватывает хорошо изученный палеозойский мегацикл. Для него характерно незавершенное развитие каледонского цикла. В немногих районах он завершился горообразованием, а в остальных накапливались только начальные геосинклинальные формации.

Указанные глобальные геотектонические закономерности имеют важное значение для металлогенической оценки рассматриваемой территории и выявления геохимической истории меди, тесно связанной с историей

геологического развития территорий и с периодами их континентального развития.

Исходя из наших представлений (Мусин, 1964, 1966 и др.), концентрация меди и многих других полезных ископаемых тесно связана со структурными ярусами, на которых в подвижных поясах развивались континентальные коры.

Значение континентальных кор в выявлении металлогенических особенностей отдельных территорий почти не учитывается. Между тем, они имеют решающее значение. Не случайно А. В. Сидоренко (1967) подчеркнул необходимость развития учения о корах выветривания и континентальных режимах.

В результате анализа планетарных закономерностей распределения крупнейших месторождений меди, а также различных высокоглиноземистых образований и парагенных им полезных ископаемых установлено, что масштабы их прямо пропорциональны периодам существования платформенных условий. Не случайно, крупнейшие залежи указанных полезных ископаемых располагаются в пределах щитов, континентальных поднятий, занимая определенные структурные ярусы, имеющие региональное распространение в древние эпохи, а локальное полихронное—в поздние и молодые периоды. Области развития высокоглиноземистых метаморфических пород, обычно занимающие границы между археем и протерозоем или отделяющие различные отделы протерозоя, доказывают длительное существование континентального режима. Такое же маркирующее значение имеют другие стратифицированные залежи высокоглиноземистых пород (осадочных, магматических и метаморфических), железистых кварцитов, марганца, меди.

Следует отметить, что установить время образования древних кор, развивающихся на выступах древнего фундамента или поздних поднятий, не всегда возможно, если нет явных признаков длительного перерыва в осадконакоплении.

В пределах Тянь-Шаня есть признаки древнего корообразования в выступах допалеозойского фундамента или поздних поднятий. Однако время этого процесса точно установлено только для границы среднего и верхнего палеозоя. Наличие более древних или молодых периодов образования латеритных кор сомнительно.

Средняя Азия—часть Урало-Монгольского складчатого пояса—заключена между тремя древними платформами: Сибирской, Русской и Индийской.

Указанный складчатый пояс возник в результате стадийного раскола крупного древнего единого щита по широтным и меридиональным глубинным разломам. Он включает в себя геоструктурные единицы, отличающиеся временем проявления главной стадии консолидации. Так, на севере располагается каледонская структурно-фациальная зона (Северо-Тяньшанская складчатая система), на юге альпийская — Памиро-Гималайская, а в середине—герцинская. В последней выделяют три складчатые системы: Средне-Тяньшанскую, Южно-Тяньшанскую и Байсунскую, каждая из которых в свою очередь расчленена на несколько зон, подзон, отделенных глубинными разломами.

СРЕДНЕ-ТЯНЬШАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В нее входят три зоны: Каратау-Нарынская, Сырдарьинская, Бельтау-Кураминская. Эти зоны разбиты на ряд подзон. Охарактеризуем две из них: Чаткальскую и Кураминскую, заключающие медно-рудные формации. Остальные находятся за пределами рассматриваемой терри-

тории или скрыты под мезозойским чехлом, за исключением Бельтауской, которая, по М. Ахмеджанову и О. М. Борисову, входит в состав Курамино-Ферганской.

Чаткальская зона. С севера отделена от Северо-Тяньшанской «важнейшей структурной линией Тянь-Шаня», выделенной В. А. Николаевым. Южная граница зоны обычно проводится по Южно-Чаткальскому разлому, но это требует уточнения.

Для зоны характерны вендские песчано-конгломератовые отложения, которые согласно, но с перерывом перекрываются нижнекембрийскими осадками. Незначительно развиты вулканогенные породы. Интрузивы представлены плагиогранитами, обнажающимися в ядрах антиклиналей.

В каледонском цикле происходило накопление сложной толщи песчано-сланцевых осадков с прослоями известняков кембрий — ордовика. В период верхний силур — нижний девон предполагают перерыв и формирование интрузивов.

Герцинская геосинклиналь, как полагают М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов, развивалась на месте каледонского передового прогиба и пережила полную инверсию.

Герцинский цикл осадконакопления характеризуется развитием мощных толщ карбонатных пород девона — нижнего карбона с небольшим участием терригенных образований и эффузивов. Специфической особенностью Чаткальской зоны считается отсутствие верхнепалеозойских отложений. Поэтому во всех тектонических схемах период ее консолидации (инверсии) относится к среднему карбону. Однако, по нашему мнению, это представление ошибочно. Все геологические процессы, в том числе и осадочные, продолжались до конца верхнего палеозоя. Свидетельство—позднепалеозойские интрузии и наложенная на них эндогенная минерализация, которые могли формироваться только при наличии близкоодновременного осадочного или эффузивного покрова. Результаты геологического картирования также показывают наличие, хотя и незначительных, выходов отложений верхнего палеозоя. Среди них более или менее обоснованно выделяются только среднекарбонновые отложения (намюр, башкирский ярусы, часто нерасчлененные). В пределах верхнеугамской синклинали эти отложения представлены, в основном, терригенными толщами со значительным участием туфогенного материала, реже известняков и порфиритов. Последние более широко распространены в нижнебашкирском и намюрском ярусах. Кое-где выделяются эффузивы равашской свиты, а за пределами описываемой территории — шурабсайской. Надо полагать, что позднепалеозойские отложения были широко развиты, но они большей частью размыты.

Интрузивные породы представлены различными гранитоидными массивами, формировавшимися от C_2 до T_1 и закономерно меняющимися по составу от габбро, сиенито-диоритов (C_2—C_3) до гранитов, аляскитов (C_3 — P_1) и кварцевых порфиров (T_1). В заключительном этапе магматизма проявлены дайкообразные тела.

Чаткальская зона расчленена на три субширотные полосы, представленные чередованием антиклинориевых и синклинориевых структур (с севера на юг: Угамская, Пскемская и Южно-Чаткальская), осложненных мелкими складками. В ядрах антиклинориев обнажаются породы докембрия.

Гранитоидные массивы тяготеют к синклинориевым структурам, причем мелкие из них, и в тоже время более поздние, размещены в ядрах дополнительных антиклиналей. С формированием гранитоидных интрузивов и даек связан комплекс разновозрастных эндогенных месторож-

дений различных полезных ископаемых: железа, меди с висмутом, молибдена, вольфрама в скарнах; редкометальные и хрусталеносные пегматиты, грейзены, низкотемпературные месторождения плавикового и исландского шпатов, свинца, цинка, висмута, золота. В последние годы выявлено несколько точек с ртутными проявлениями и медная минерализация в девонских красноцветах. В Чаткальской подзоне на границе с Кураминской, известны проявления алунитоносных кварцитов, которые нередко приурочены к зонам древних региональных разломов. Вторичные кварциты и их рудоносность еще слабо изучены, но весьма перспективны в смысле выявления новых рудных объектов. Стратиграфический разрез Чаткальской подзоны характеризуется следующими данными.

Основание разреза представлено выходами гнейсов и плагиогранитов протерозоя. Вендские отложения состоят из двух свит (узунбулакской и шорасуйской) общей мощностью 1000 — 1200 *м*. Сложены они терригенными, молассоидными флишеподобными осадками с прослоями карбонатных пород и основных эффузивов.

Нижнепалеозойские отложения иногда залегают непосредственно на протерозойских плагиогранитах. Кембрий-ордовикские отложения мощностью 2000 *м* образуют 3 свиты: каракорумскую (сандалашскую), бешторскую и аюторскую.

Л. М. Глейзер (1967), обобщая известные стратиграфические схемы и используя свои наблюдения, разделяет нижнепалеозойские отложения на 3 ритмотолщи: сандалашскую ($Cm—O_2^1$), бешторскую (O_{2-3}) и аюторскую ($O_3—S_1$?). В составе нижней ритмотолщи участвуют кремнисто-углеродистые сланцы, образующие, как правило, маломощные пласты, чередующиеся с глинистыми сланцами и карбонатными породами. Кремнисто-углеродистая формация кембрия имеет региональное развитие в Средней Азии и характеризуется повышенным содержанием некоторых рудных компонентов (V, Mo, P). Остальные две ритмотолщи сложены терригенными осадками (глинистые сланцы, алевролиты, реже яшмы, известняки).

1129

Отложения верхнего силура и нижнего девона отсутствуют. На указанных толщах нижнего палеозоя залегает девонская терригенная красноцветная толща (тюлькубашская свита) с резким колебанием мощности от 200 до 25000 *м*.

Красноцветы сменяются карбонатными породами (известняки, доломиты), образующими две свиты: устарасайскую и чаватинскую. Они разделены прослоями песчаников и незначительным несогласием. Мощность каждой свиты меняется в пределах 300—600 *м*.

Верхнедевонские отложения сменяются мощной толщей почти однообразных слоистых и массивных известняков с редкими кремнистыми прослоями. Возраст ее датируется от нижнего карбона до низов среднего ($C_1 — C_2^{B1}$). Верхне-среднекарбоновые и верхнекарбоновые отложения отсутствуют. Разрез палеозоя завершается маломощными (не более 50 *м*) пермскими конгломератами, образующими эпизодические выходы.

КУРАМИНСКАЯ (КУРАМИНО-ФЕРГАНСКАЯ) ЗОНА

Эту зону Тянь-Шаня именуют по-разному. В. И. Попов и др. (1938, 1956) считают ее частью Арало-Кураминского ядра (срединного массива) или областью с полигенными поднятиями, в отличие от смежных междуядерных зон с моногенными поднятиями (рис. 3). По схеме районирования, составленной другими авторами (Ахмеджанов, Борисов, Пятков, Арапов, Яскович, Кнауф и др.), изменены южные границы зоны. Одни

Институт геологических наук АН Узбекской ССР Библиотека

включают в подзону северные Кызылкумы (Букантау, Тамдытау) и Карачатырский прогиб; другие северную часть гор Букантау относят к Карачатырской полосе.

Южные и северные границы зоны четко очерчены глубинными разломами. Несколько условной является ее граница с Чаткальской зоной. М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов эту границу проводят по Угам-Кассанскому разлому, другие исследователи — по Кумбельскому. В общем случае она определяется границей преимущественного распространения эффузивов верхнего палеозоя, развитых только в Курамино-Ферганской зоне, и мощных карбонатных осадков нижнего карбона, характерных для Чаткальской зоны.

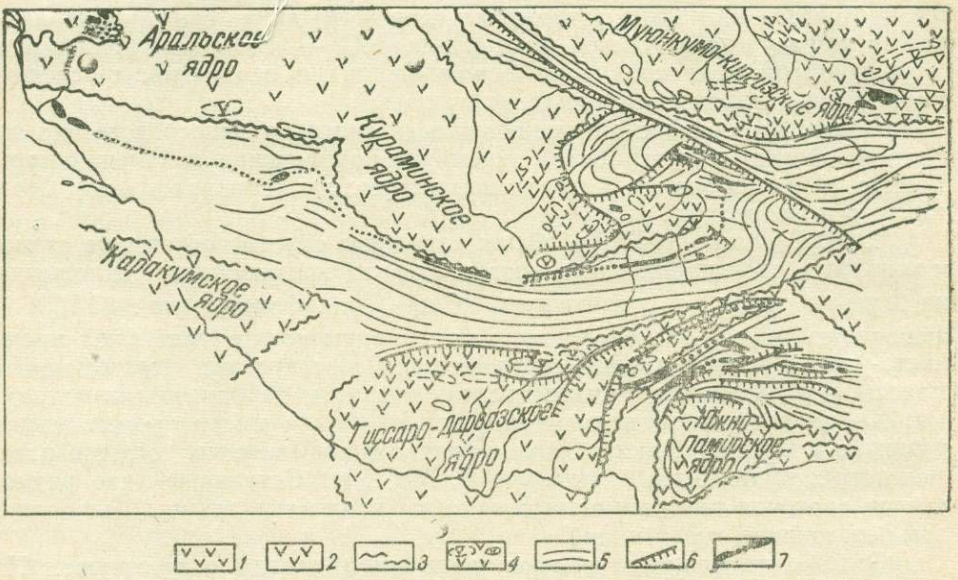


Рис. 3. Тектоника цоколя в поднятиях Тянь-Шаня (протерозой и палеозой) и Памира (протерозой, палеозой, мезозой), по В. И. Попову, 1953).

1—ядерные участки; *2*—предполагаемые ядерные участки; *3*—границы ядерных участков; *4*—брахиантиклинали цоколя ядерных участков; *5*—простирания складок цоколя в междуядерных участках; *6*—главнейшие разломы; *7*—пояса ультраосновных и основных интрузий.

Восточная часть этих двух зон на площадях развития крупных поперечных разломов (Кумбельского и Арашанского) имеет общие черты магматизма и металлогении. Это, по-видимому, обусловлено влиянием жесткой глыбы Северного Тянь-Шаня, граничащей со Средним Тянь-Шанем по глубинному Таласо-Ферганскому разлому, параллельно которому ориентированы два вышеуказанных разлома.

Восточное и западное продолжения Кураминской подзоны недостаточно изучены, потому и не определены их четкие границы. На востоке данная зона, вероятно, не ограничивается Таласо-Ферганским разломом, а продолжается до систем Терской-Алатау в виде узкой полосы, примыкающей с юга к структурной линии В. А. Николаева.

По М. А. Ахмеджанову, О. М. Борисову эта полоса на севере по Атойнакскому разлому граничит с Нарынской подзоной, а на востоке ее южной границей является Атбаши-Инылчекский глубинный разлом. Здесь развиты кембрийские кремнисто-карбонатные породы и ордовикский флиш. В герцинское время морской режим наступил только к концу девона. Характерно преобладание брахиантиклиналей и слабое развитие гранитоидов. Структурный тип этой подзоны отличается своеобразием и,

как полагают М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, может быть назван аклинорным (по В. Е. Хаину).

Для Кураминской подзоны характерно отсутствие выходов докембрийских и кембрийских отложений. Породы венда, синия встречаются в районе Кассана на границе с Нарынской подзоной в устойчивых поднятиях к югу от Кассанского грабена. В этих поднятиях эндогенная минерализация носит сходные черты двух смежных подзон.

Внутри контура Кураминской зоны, в ее центральной части широким распространением пользуются нижнепалеозойские, ордовик-силурийские нижнемолассовые флишоидные толщи с прослоями кислых и основных эффузивов. Они обнажаются в куполовидных поднятиях в областях осевой линии крупных антиклинориевых полос.

Бóльшая часть этих отложений замещена крупными батолитовыми интрузиями ранних этапов герцинского магматического цикла. Мощность ордовик-силурийских толщ достигает — 1500 — 2500*м*.

Складчатый фундамент в данной подзоне считается докембрийским и сходным с Синийским (Таримским) массивом.

Флишоидные отложения нижнего палеозоя тесно ассоциируют с покрывающими их нижнедевонскими андезито-дацитовыми кварц-порфировыми эффузивами нижнего девона и их гипабиссальными аналогами.

Мощность нижнедевонских эффузивов колеблется в пределах 100 — 900 *м* и районы их распространения наиболее благоприятны для поисков медных руд. Аналогичное значение имеют и вышележащие терригенные меденосные красноцветы среднего и верхнего девона (Машрапская свита Курамы, Тюлькубашская свита Чаткала). Мощность этих свит также варьирует в широких пределах (50 — 2000 *м*), причем характерно, что она обратно пропорциональна мощности подстилающих эффузивов. Например, в Алмалыкском районе красноцветы, залегающие непосредственно на игнимбритах кварцевого порфира, образуют маломощные (40—50 *м*) базальные слои живетских доломитов.

Нижнедевонские эффузивы сменяются карбонатной толщей среднего палеозоя, детально изученной М. А. Ахмеджановым, Е. Л. Абрамович, У. Асаналиевым и др. Мощность толщи составляет от 500 до 2000 *м* и охватывает отложения от живетского яруса девона до визейского и, возможно, нижнебашкирского яруса карбона.

Намюрский и башкирский ярусы, в основном, представлены наземными эффузивами, расчлененными на несколько свит (аркутсайская, уинская, минбулакская и акчинская) и переслаивающимися в низах с известняками.

Большинство исследователей склонны объединять указанные свиты, а также средне-верхнекарбоновые и пермо-триасовые в один верхнепалеозойский вулканогенный комплекс, состоящий из указанных выше четырех свит, а также из надакской C_2^{b2}, оясайской (C_3?), шурабсайской (P_1), равашской (P_2) и кызыл-нуринской (T_1). Это, в основном, соответствует известной схеме Н. П. Васильковского (1952).

Однако нужно учесть, что формирование этого, как будто единого, комплекса происходило в два этапа. В первый образовались доверхнебашкирские четыре свиты, соответствующие периоду развития восходящих движений, постепенной смене морских условий континентальными. Второй этап наступил после процесса интенсивного складкообразования, сменившегося формированием крупных интрузивов гранитоидов, а затем длительным относительным тектоническим покоем и пенепленизацией. Перерыв между первым и вторым этапами относится к границе нижне-верхнебашкирских веков. Такое мнение подтверждается региональным

развитием в это время кор выветривания, синхронных с бокситами Южного Тянь-Шаня, а также некоторыми особенностями строения эффузивных толщ, выявленными при геологическом картировании и тематических исследованиях А. Р. Ярмухамедовым, В. Т. Юдиным и др.

Новейшие представления о стратиграфических границах среднего и верхнего палеозоя (Ф. Р. Бенш) также совпадает с упомянутым мнением, так как указанная граница проходит не в основании среднего карбона, а внутри его.

В верхнепалеозойское время, начавшееся отложениями надакской свиты в Кураминской зоне, формировалась мощная (до 10 *км*) толща наземных эффузивов с маломощными прослоями осадочных пород (конгломератов, песчаников и известняков), фиксирующих начало (конгломераты, песчаники) и конец (песчаники и известняки) каждой ритмосвиты. Верхнепалеозойские эффузивы отличались мозаичным распространением и заполняли преимущественно депрессионные зоны.

В работах А. С. Аделунга, Ф. Ш. Раджабова, В. А. Арапова, В. Т. Юдина, Ж. Н. Кузнецова, Б. И. Сигалова, Ю. С. Шихина, В. П. Каржаева, М. М. Лебедь, А. П. Агафонова, А. С. Макарова, В. Ф. Базиля, Д. П. Ляшкевича, Л. Г. Луниной, А. Р. Ярмухамедова, А. Кадырова и др. подробно расчленены эффузивные свиты и выявлены закономерности их распределения в зависимости от тектонического положения.

Для расчленения эффузивных свит и познания особенностей развития эффузивного осадконакопления приобретает важное значение формационный подход. В. Т. Юдин (1968) попытался расчленить эффузивы среднего и верхнего палеозоя на три разновозрастные формации: андезитовую, андезито-дацитовую и липаритовую, каждая из которых изменяет свой состав во времени от основного к кислому. Однако эта закономерность нарушается в зависимости от времени заложения депрессии. В депрессиях раннего заложения наблюдается неконтрастная дифференциация состава эффузивов и связанное с этим проявление всех последовательно меняющихся по составу формаций. В депрессиях позднего заложения дифференциация контрастная и непоследовательная. В этом случае в более молодых свитах возможно появление основных разностей, а в ранних — кислых. Разрезы в них сокращены в результате выпадения из толщи некоторых горизонтов или даже всей свиты. По нашему мнению, надежным критерием определения времени заложения, а точнее, времени обновления, активизации является выявление возраста эффузивов, непосредственно перекрывающих вторичные кварциты. В первом типе депрессии — это эффузивы надакской свиты, во втором — эффузивы всех других более молодых свит. Разновременное обновление депрессий, вероятно, связано с масштабами и историей развития смежных поднятий.

Формирование каждой свиты верхнего палеозоя завершалось внедрением гранитоидных интрузий различных этапов герцинского цикла.

Кураминскую зону М. Ахмеджанов и О. М. Борисов разделили с севера на юг на 18 полос. Это чередующиеся субширотные синклинориевые и антиклинориевые структуры, отделенные крупными продольными разломами. Но эти линейные структуры нарушаются в связи с блоковым строением зоны, обусловленным интенсивным развитием поздних поперечных разломов, среди которых имеются и крупные.

По А. С. Аделунгу (Х. М. Абдуллаев, А. С. Аделунг и др., 1958), Чаткало-Кураминская горная система включает пять тектонических секторов. С севера на юг: Северо-Чаткальский складчатый комплекс, Южно-Чаткальское антиклинальное поднятие, Северная, в основном, синкли-

нальная часть Кураминской зоны, Юго-Западная, в основном антиклинальная часть Кураминской зоны (Карамазар) и Юго-Восточная, приуроченная к погружению Кураминской антиклинали, часть Кураминской зоны.

ЮЖНО-ТЯНЬШАНСКАЯ (АЛАЙ-КОКШААЛЬСКАЯ) СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Северной границей системы служит зона Южно-Ферганского глубинного разлома, совпадающая с линейно вытянутой узкой полосой — Карачатырским прогибом, который выделяется как передовой прогиб, отделяющий герцинский Средне-Тяньшанский срединный массив от Южно-Тяньшанской геосинклинали. Карачатырский прогиб отличается от смежных складчатых систем тем, что здесь развиты мощные средне-и верхнепалеозойские осадки. Это флишоидные толщи силура, сменяющиеся эффузивами нижнего — среднего девона и карбонатной толщей с прослоями сланцев и эффузивов. Верхний палеозой (C_2—P_1) представлен в основном терригенными отложениями (сланцы, песчаники, конгломераты) с прослоями известняков. Для зоны Карачатырского прогиба характерно развитие основных магматических пород нижнего — среднего карбона, образующих серпентинизированные тела, имеющие секущие и согласные формы залегания. Известны также небольшие выходы ультрабазитов, сохранивших первичный облик. Выход этих пород вдоль южного обрамления ферганской депрессии трассирует зону вышеуказанного Южно-Ферганского глубинного разлома.

Разрез Карачатырского прогиба сходен с северным погружением Кызылкумских возвышенностей. На основании этого К. К. Пятков и др. объединяют Карачатырский прогиб с северной полосой палеозойских выходов Западного Узбекистана в одну так называемую Северо-Букантаускую зону.

Однако эта зона не везде четко прослеживается. Она часто погружается под мезо-кайнозойский чехол и не имеет строго выдержанного стратиграфического разреза. Например, в одних районах девонские отложения полностью представлены карбонатными осадками, в других — значительную роль играют эффузивы. Общей чертой отдельных отрезков данной зоны является относительное постоянство разреза верхнепалеозойских (C_2 — P) осадков, сопровождающихся линейными выходами офиалитовой формации. Такие длительно развивающиеся депрессии с локальными зонами поднятий окаймляют Ферганскую котловину не только с юга, но прослеживаются и в северо-восточной Фергане. В них всюду присутствуют ртутные проявления.

М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов Карачатырскую зону объединяют с Северо-Тамдынской. По нашему мнению, тот и другой вариант требуют дальнейшего уточнения. Скорее всего, Карачатырская зона в пределах Западного Узбекистана проходит севернее гор Букантау (рис. 1, 2).

В уточнении границ структурно-фациальных зон большая роль принадлежит характеру размещения типоморфных полезных ископаемых. Например, залежи морских палеозойских бокситов и их аналогов присущи только Южно-Тяньшанской зоне и располагаются в ее окраинах, а крупные концентрации меди, свинца, цинка свойственны Кураминской зоне.

Формы проявления относительно узких субширотных линейных полос, зон, подчиняющихся ориентировке общей складчатой системы Тянь-Шаня, во многом определяются влиянием поперечных структур

различных масштабов. Этим, возможно, объясняется неоднотипность разреза Карачатырского прогиба в его различных участках.

Если субширотные линейные (согласные) структуры представляют результат волновых движений, то секущие создаются глыбовыми перемещениями. Поперечные структуры, как справедливо подчеркивает М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов, обусловливают появление геотектонических секторов на фоне структурно-фациальных зон, полос. Сектора в пределах одной и той же полосы отделяются поперечными разломами, которые иногда имеют большую протяженность, нередко превышающую продольные глубинные разломы, ограничивающие крупные структурно-фациальные единицы.

Природа таких поперечных разломов, вероятно, сходна с широко известными расколами земной коры (рифтовыми зонами), пересекающими иногда несколько материков и океанические впадины.

В пределах Тянь-Шаня, например, выявлено несколько поперечных разломов разного масштаба. Один из них, описанный О. М. Борисовым и Д. Х. Якубовым (1963), пересекает Тяньшанскую складчатую систему в северо-восточном направлении. Этот разлом разделяет Южно-Тяньшанскую систему на две части: западную и восточную по западному окончанию Туркестанской горной системы.

Западная часть включает собственно Западный Узбекистан, где развиты более древние толщи, слагающие слабо всхолмленные палеозойские горные системы. Она резко отличается от восточной — высокогорной области Алай-Туркестан-Гиссарской системы. Эти части единого складчатого сооружения различаются не только по разрезам, но и по металлогеническим особенностям.

Поперечные структуры, имеющиеся в других системах и зонах, также заметно меняют структурные особенности продольных полос, создавая блоковое строение. В общем случае они, как нам представляется, обусловливают, а возможно, и сами зависят от ундуляции осей продольных складчатых структур. Причем смежные структуры, как правило, имеют противоположные знаки ундуляции, т. е. местам погружения осей складок в смежной структуре соответствуют участки воздымания. В поперечном разрезе также наблюдается закономерная смена поднятий и депрессий, но, естественно, с более крутыми углами падения крыльев.

В зонах с полигенной историей развития более резко выражены поперечные структуры, на фоне которых почти затушеваны продольные. Они создают мозаичное блоковое строение с изометрическими очертаниями блоков и преобладающими брахиформными складками. Такие структуры весьма характерны для Кураминской полигенной зоны, но наблюдаются в моногенных зонах изометрического очертания, как например, Чаткальская.

Южно-Тяньшанская складчатая система отличается развитием раннепалеозойских и допалеозойских отложений.

Кембрийские отложения Алай-Кокшаальской системы, сведения о которых наиболее полно обобщены в работе Б. В. Ясковича (1966), распространены в различных зонах. По характеру распространения и их мощности (с учетом и других особенностей разреза палеозоя) Южный Тянь-Шань разделен на 4 зоны: Туркестано-Алайскую, Зарафшано-Туркестанскую, Зарафшано-Алайскую и Южно-Гиссарскую. Сюда же многие исследователи относят Карачатырскую (Северо-Букантаускую) и Южно-Букантаускую зоны.

Указанные зоны Южно-Тяньшанской складчатой области в нижнем палеозое, по мнению большинства исследователей, развивались в

едином плане (Каледа, 1966). В начале среднего палеозоя (S_2—D_1) в окраинах геосинклинальной области формировались эффузивные толщи, ассоциирующие с рифогенными известняками и силицитами (яшмовыми формациями). В это время намечается деление данной системы на упомянутые выше зоны, в осевых частях которых намечаются продольные поднятия, сложенные карбонатными породами, сменяющимися на крыльях сначала силицитами, а в синклинориях — эффузивами. Поэтому разрез среднего палеозоя в одних случаях сложен известняками, в других — силицитами и эффузивами.

С конца среднего и начала верхнего палеозоя отдельные структурно-фациальные единицы Южного Тянь-Шаня становятся более обособленными. Туркестано-Алайская зона в целом сохраняет черты разреза синклинориевых впадин, где преобладают эффузивные формации, встречающиеся даже в нижнем карбоне. А карбонатные толщи имеют сокращенную мощность, содержат пласты бокситов. В Зарафшано-Туркестанской зоне, претерпевшей более раннее вздымание, разрез всего среднего палеозоя и низы верхнего палеозоя слагают карбонатные осадки, которые сменяются терригенной толщей (флишоидной и молассовидной) среднего и верхнего карбона, также как и в предыдущей зоне.

Зарафшано-Алайская зона сходна с предыдущей. Однако здесь не установлены кембрийские осадки (характерные для участков ранних поднятий), а средне-верхнекарбоновые представлены исключительно терригенными. Кроме того, имеются проявления карбоновых ультрабазитов, также как в Туркестано-Алайской зоне.

Особое положение занимает Южно-Гиссарская зона, в которой обнажается допалеозойский фундамент, а в разрезе палеозоя, представленного всеми его отделами, начиная с девона, широкое развитие приобретают терригенные толщи, эффузивы с участием спиллитов и резко сокращены карбонатные фации.

Разрез Южно-Гиссарской зоны в какой-то степени сходен с разрезом Карачатырской. Тот и другой в верхнем палеозое представляли прогиб, в котором отлагались наиболее молодые осадки палеозоя, включая верхнюю пермь и, возможно, нижний триас, хотя наличие молодых осадков оспаривается. Поэтому следует согласиться с мнением исследователей, которые Южно-Гиссарскую зону относят к передовым прогибам, также как и Карачатырскую.

Магматизм в Южном Тянь-Шане проявлен сравнительно слабо. Допускается наличие допалеозойских гранитоидных интрузий в Южном Гиссаре. Почти во всех зонах (за исключением Зарафшано-Туркестанской), включая и два передовых прогиба, четко выражено проявление нижне-среднекарбоновой офиалитовой формации, верхнекарбоново-нижнепермской гранитоидной формации. Предполагают наличие третьего этапа магматизма, представленного дайками кислых и основных пород, а в Южном Гиссаре — малыми интрузиями гранитоидов.

Для каледонского цикла Южного Тянь-Шаня характерно отсутствие интрузивного магматизма. Это согласуется с подчеркнутым в начале главы свойством каледонского цикла, который носит квазиплатформенный характер.

Данная закономерность имеет принципиально важное значение для металлогенических построений. Надо полагать, что каледонский цикл Тянь-Шаня был непродуктивен не только в отношении интрузии гранитоидов, но и эндогенного оруденения. Мнение о наличии оруденения, связанного с каледонским циклом, представляется ошибочным и требует дальнейшего анализа. Незначительные рудопроявления, ассо-

циирующие с девонскими эффузивами, скорее всего, образовались в результате экзогенных преобразований эффузивов и являются инфильтрационными или остаточными продуктами латеритных или аридных (железные шляпы) кор, развивавшихся в среднем или верхнем палеозое на отдельных выступах эффузивов. Эти же процессы, по-видимому, обусловили появление кремнистых или отдаленно кремнистых, «рифогенных» формаций, считающихся синхронными.

Преобразование всех этих экзогенных продуктов в эндогенные рудные проявления происходило за счет гранитоидного магматизма верхнего палеозоя.

Особое положение занимают породы габброидной формации, природа которых еще недостаточна ясна. Те габброиды, которые ассоциируют с гранитоидами и представлены краевыми фациями или продуктами ранних фаз гранитоидов, относятся к гранитоидному комплексу. Они обычно имеют подчиненное значение по сравнению с нормальными гранитоидами. Такое же положение занимают габброидные фации офиалитов. Спорным является самостоятельное проявление габброидных пород, образующих такие крупные интрузии, как Бельтауские, Шайдароские, которые образуют лакколитообразные тела. В их составе, наряду с наиболее распространенными породами габбрового состава, участвуют типичные ультрабазиты. Характерно, что в таких массивах встречаются и гранитоиды, имеющие наложенный характер.

Указанные типы габброидов, хотя и содержат графитовую и медно-никелевую минерализации, но не могут быть сравнимы с крупными промышленными концентрациями медно-никелевых руд, свойственных для древних платформ (Канадский щит, Сибирская платформа и др.). Габброиды Южного Тянь-Шаня находились в континентальных условиях только в периоды кратковременных вздыманий осей антиклинориев.

КАРАКУМО-ТАДЖИКСКАЯ ЗОНА (БАЙСУНСКАЯ СИСТЕМА)

Характерная особенность Байсунской системы — наличие крупных выходов докембрийского фундамента, представленного гнейсами и кристаллическими сланцами. Обращает на себя внимание наличие высокоглиноземистых метаморфических пород, которые представляют метаморфизованные латеритные коры и имеют обычно планетарное развитие, фиксируя границу между палеозоем и допалеозоем и различными отделами протерозоя и архея.

Непосредственно на докембрийском основании залегают отложения нижнего карбона, расчлененные на турнейский, визейский, намюрский, намюр-нижнебашкирский, московский ярусы и соответствующие им свиты. Разрез палеозоя завершается отложениями терригенных толщ верхнего карбона, перми и триаса.

Вся палеозойская толща разбита на 5 свит. Мощность каждой из них варьирует в пределах 500—2000 *м*, а суммарная максимальная составляет около 6000 *м*, что значительно меньше мощности верхнепалеозойских осадков Кураминской зоны.

В составе свит участвуют известняки, конгломераты, песчаники и эффузивы основного и кислого составов. Среди эффузивов различают спиллитовые формации.

Интрузивные породы в системах представлены докембрийскими гипербазитами, нижнепалеозойскими гранитами, имеющими абсолютный возраст 375—430 млн. лет. Имеются нижне- и среднекарбоновые гипербазиты и многофазные дифференцированные гранитоиды, сход-

ные с Кураминскими. Кроме того, развиты и верхнекарбон-нижнепермские гранитоиды — аналоги западноузбекистанских. Проявлены также интрузии гранитоидов и дайки кислых и основных пород пермо-триаса.

В ходе геологического развития Тянь-Шаня в герцинском цикле формировались крупные субширотные зоны, представляющие собой депрессии и поднятия, отделенные крупными продольными глубинными разломами. Помимо основных субширотных структур, контролируемых контурами крупных глыб, существенное развитие имели и поперечные.

Внутри больших депрессионных зон и поднятий развивались подобные структуры мелких порядков. Если первые определяют металлогеническую особенность областей, обусловливают распределение цепей или групп месторождений, то вторые контролируют рудные районы, поля и месторождения. Причем, как правило, пограничные полосы депрессий и поднятий оказываются наиболее активизированными и, следовательно, наиболее перспективными для поисков полезных ископаемых.

Наибольшая концентрация однотипных рудных месторождений приурочена к пограничным полосам Срединного и Южного Тянь-Шаня и Байсунской зоны. Внутри каждой зоны располагаются более дифференцированные группы месторождений, контролируемые структурными единицами мелких порядков.

Все это подчеркивает справедливость высказывания В. И. Попова о том, что история геологического развития и, следовательно, основа металлогенического анализа, есть история развития депрессий и поднятий. Эта основа была детально рассмотрена В. И. Поповым еще в 1938 году.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПЛОЩАДЕЙ

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ И ИХ МЕДЕНОСНОСТЬ

Основные черты геологического строения Кураминского хребта были отмечены в работах С. Ф. Машковцева, Б. Н. Наследова, В. И. Попова, Н. Ф. Безобразовой, К. Н. Вендланда, Н. П. Васильковского, А. В. Королева, А. С. Аделунга, А. П .Недзвецкого, Е. Д. Карповой, О. И. Сергуньковой.

В последующие годы в результате планомерной геологической съемки и отдельных тематических исследований внесены существенные дополнения в понимание общегеологического строения района, в стратиграфию, тектонику и магматизм. Это работы по геологическому картированию (А. А. Петренко, З. П. Артемова, В. А. Арапов, Ю. С. Шихин, Ж. Н. Кузнецов, Б. И. Сигалов, Л. Г. Лунина, Д. П. Ляшкевич, В. Ф. Базиль, В. Ф. Викторов, И. Б. Федорова), изучению магматизма (И. М. Исамухамедов, А. В. Покровский, О. М. Борисов, Ф. Ш. Раджабов, В. И. Айзенштат, П. М. Анкудович, И. П. Кушнарев, А. Б. Каждан, И. П. Лаверов, И. Б. Иванов, Б. П. Беликов, Р. А. Мусин, Дж. Матчанов, А. Р. Ярмухамедов), стратиграфии, тектонике и структуре рудных полей (А. С. Аделунг, М. А. Ахмеджанов, А. Б. Баталов, В. Ю. Деды, В. Б. Мещерякова, А. В. Королев, Н. Б. Вольфсон, П. А. Шехтман, Ю. С. Шихин, Е. Н. Ищенко, Ю. А. Лихачев, Р. А. Мусин, Н. И. Джантуганов, Д. Х. Якубов).

Алмалыкский рудный район сложен отложениями, формировавшимися в течение трех тектонических циклов (каледонского, герцинского и альпийского). Они разделяются на отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя. Комплекс осадочных пород района сформирован, в основном, в три климатических цикла, которые, как указывает Н. М. Страхов (1964), наступают и завершаются с некоторым фазовым отставанием. Например, нижнепалеозойский климатический цикл начинается гумидным литогенезом в конце кембрия и завершается аридными осадками девона. Второй цикл начинался с нижнего карбона и продолжался до юры, последний — с юры до настоящего времени. Однако здесь необходимо учесть, что граница между циклами в планетарном масштабе может быть скользящей во времени и зависит от положения полюсов.

Тектонические и климатические условия являются главными факторами, определяющими геологические особенности территории. Они самостоятельно воздействуют на геологические процессы и в то же время тесно связаны между собой. Не случайно интенсивные вулкани-

ческие извержения, а затем и тектонические преобразования происходят в экваториальных зонах, периодически изменяя области проявления в соответствии с перемещением полюсов и самой экваториальной зоны (Жильцов, 1957 и др.).

Зависимость концентрации рудных компонентов от климата четко выражена в размещении многих месторождений и продуктивных горизонтов. К ним относятся девонские меденосные красноцветы, сероцветы и оруденелые доломиты, имеющие региональное распространение в Средней Азии и Казахстане (М. А. Ахмеджанов и др., 1964, Троянов и др., 1966). Если для указанных полезных ископаемых роль климатического фактора еще в какой-то степени оспаривается, то для накопления высокогли-

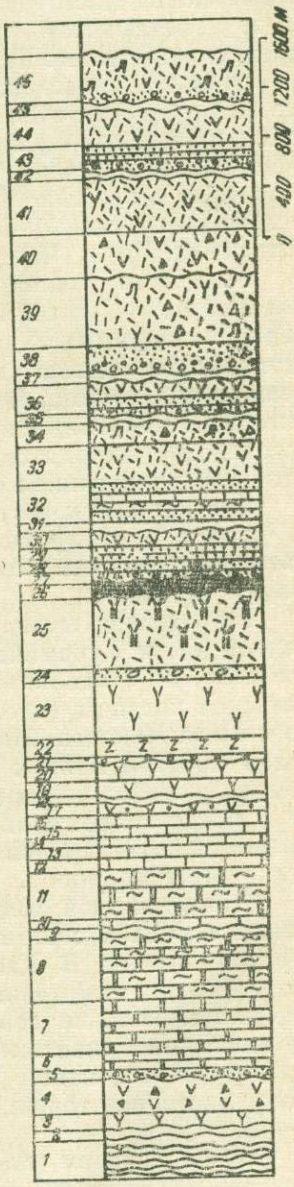


Рис. 4. Схематическая стратиграфическая колонка Алмалыкского и сопредельных районов.

1—песчано-сланцевая толща O/S; *2*—перерыв предэйфельский; *3*—андезитовые порфириты $Д_1^1$; *4*—кварцевые порфиры и их пирокластиты (палеоигнимбриты) $Д_1^2$. Горизонты карбонатной толщи $Д_2^{giv}-С_1^v$: *5*—базальный (песчаники, гравелиты, конгломераты; *6*—ленточный; *7*—атриповый; *8*-стрингоцефаловый; *9*—перерыв (локальный); *10*—аквилинусовый; *11*—большой искристый; *12*—первый массивный; *13*—первый кремнистый; *14*—второй массивный; *15*—второй кремнистый; *16*—третий массивный; *17*—осадочно-вулканогенный (ленточный); *18*—локальный перерыв. Горизонты эффузивов в доинверсионной порфиритовой формации $С^п-С_2^{bI}$: *19—20*—трахиандезитовый; (*19*—трахиандезиты и их пирокласты, *20*—андезиты); *21*—обломочный (конглобрекчии, туфобрекчии смешанного состава), *22—23* порфиритовый (*22*—базальты, трахибазальты, *23*—андезиты и их пирокласты), *24—25*—порфировый (*24*—агломераты андезитового и андезито-дацитового составов; *25*—андезито-дациты и дациты с прослоями разнообломочных пирокластитов); *26*—перерыв региональный с латеритными корами выветривания. Горизонты андезито-дацитовой постинверсионной формации $\left(С_2^{b2}-С_3\right)$; *27*—конгломерато-песчаниковый, базальный с гальками вторичных кварцитов; *28*—туфолавовый дацитовый; *29*—песчано-сланцевый; *30*—дацитовый; *31*—перерыв (локальный); *32*—конгломерато-песчано-сланцевый; *33*—пирокластический (кварцевых порфиров); *34*—пирокластический (андезито-дацитового и дацитового составов); *35*—перерыв, *36*—песчаников и пирокластов (фельзитов, кварцевых порфиров неопределенного стратиграфического положения); *37*—перерыв. Горизонты липаритовой формации ($P_1-P_2+T_1?$); *38*—песчано-конгломератовый; *39*—пирокластический, андезито-дацитового состава, *40*—пирокластический (фельзитов, кварцевых порфиров), *41*—альбитофировых туфов, сферолит-порфиров умеренно кислого состава; *42*—перерыв (локальный); *43*—песчано-сланцевый; *44*—липаритовый (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их пирокласты; *45*—перерыв (локальный); *46*—пирокластический (туфолавы, игнимбриты, лавобрекчии фельзитов и кварцевых порфиров).

ноземистых пород и их аналогов это влияние бесспорно. Максимальная концентрация высокоглиноземистых образований в Тянь-Шане отмечена в начале среднего карбона (предмосковские и предверхнебашкирские периоды).

Развитие высокоглиноземистых осадков связано с ранними и поздними фазами гумидного климатического цикла, но не с начальными или конечными эпохами перестройки климатической зональности.

Несколько по-иному проявляются импульсы тектонических циклов. Они контролируют и обусловливают появление магматических и гидротермальных образований, которые, по-видимому, более чутки к тектоническим процессам, чем другие геологические явления. Например, не всегда проявления тектоники можно связать с наличием различных складок, несогласий, тогда как легко уловимые эндогенные преобразования пород достаточно четко фиксируют пульс тектоники.

В Алмалыкском рудном районе обнажаются отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя (рис. 4).

Нижний палеозой. Отложения нижнего палеозоя представлены мощной, недостаточно точно датированной и слабо расчлененной толщей терригенных флишоидных пород, сменяющихся к верху разреза эффузивными образованиями. Первые из них развиты в районе Кичалы-Карабель, в бассейне рек Сардоб, Каракия, Алмалык и в Моголтау. Они вскрываются скважинами в районе полиметаллических месторождений Алтынтопкана и Чалата.

Мощность толщи более 1000 *м* снизу представлена сланцами, алевролитами, песчаниками и кварцитами, сверху — преимущественно сланцами. Породы метаморфизованы. Степень метаморфизации отвечает уровню хлоритовых и серицитовых сланцев начальной ступени метаморфизма. Присутствие в породах различного количества терригенного циркона, апатита, сфена, турмалина, магнетита, кислых полевых шпатов, кварца свидетельствует о том, что в областях сноса были развиты гранитоидные породы.

Возраст свиты определяется находкой гониоцератидов ордовика по р. Чалата, а также сходством литологического состава свит с хорошо датированными осадками Моголтау и Джебаглинских гор, содержащих фауну ордовика.

Терригенная толща Кураминской подзоны обнажается только в западной части Кураминского хребта и на правобережье р. Ангрен. Она сопоставима с аналогичными отложениями не только ближашей Чаткальской подзоны (басс. рек Сумсар, Кассан, Коксарык, Каракасмак), но и всего Южного Тянь-Шаня. Этот факт приводит многих исследователей Средней Азии к логическому выводу о том, что в нижнем и в начале среднего палеозоя весь Южный Тянь-Шань (включая и Срединный) представляет единую область, близкую к платформенной. Об этом свидетельствует сравнительно небольшая мощность осадков, прослои вулканогенных пород.

В описываемой толще в верхней части разреза выделяются отложения силура в соответствии с находкой силурийской фауны в Сумсарском куполе. В Кассанском грабене мощная флишоидная толща разделена на отложения нижнего палеозоя и силура по степени метаморфизма. Нижние горизонты разреза представлены кристаллическими сланцами и гнейсами.

Других оснований для расчленения толщи на две свиты нет, поэтому часто вся толща, особенно в Кураме, картируется как Pz_1 или O — S.

Таким образом, площадь распространения терригенной толщи нижнего палеозоя достаточно четко очерчивает южную и северную границы единой Южно-Тяньшанской геолого-структурной зоны, существовавшей в этих пределах только в нижнем палеозое — силуре. Эта структурная зона наложила своеобразный отпечаток и на металлогению всего Южного Тянь-Шаня, точнее его центральных дуг (Наливкин, 1926).

Например, для терригенных толщ характерно повышенное содержание золота, молибдена, вольфрама, урана, ванадия, никеля, фосфо-

ра, бора, различных органических веществ, реже меди, свинца, цинка. Почти все указанные элементы концентрируются в разломах, трещинах, зонах окремнения, кварцевых жилах, контактах, что говорит о влиянии эпигенетических преобразований.

Несомненно, что указанные элементы были первично сингенетичными, но их концентрация, за редким исключением (фосфор), связана с наложением поздних эпигенетических процессов, протекавших в разные периоды как в экзогенных, так и эндогенных условиях.

Некоторые данные о металлоносности нижнепалеозойских и других толщ приводит В. И. Рехарский (1965) для юго-западой части Северного Тянь-Шаня. Оказывается, больше всего меди (123 *г/т*), молибдена (11,22 *г/т*) и урана (10,7 *г/т*) содержится в углисто-кремнистых сланцах. К сожалению, автор не указывает их возраст. В метаморфических сланцах количество их соответственно уменьшается — 45; 0,8; 1,0 *г/т*. Другие осадочные породы (глины, песчаники, доломиты, известняки, туфопесчаники) содержат примерно равные количества меди (12—30 *г/т*), молибдена (0,5—1,3 *г/т*), урана (0,9—3 *г/т*).

Попутно отметим, что в магматических породах района содержание указанных элементов находится в пределах кларка, но с некоторыми отклонениями. Например, содержание меди в основных породах района (52,5 *г/т*) в 2,5 раза меньше кларкового, а урана в кислых породах с повышенной щелочностью (4—6 *г/т*) в два раза выше кларка кислых пород.

По возрастам пород наибольшее содержание указанных элементов приходится на свиты Акча и Сарысуюн, а также на отложения юры и мела. Это, по мнению В. И. Рехарского, объясняется присутствием в составе указанных свит глинистых и органических веществ, обладающих высокой сорбционной способностью.

В отложениях нижнего палеозоя значительно снижается содержание молибдена, урана, хотя количество меди, обычно ассоциирующейся с ними, сравнительно высоко. То же самое наблюдается и для юрских отложений.

Наиболее высоким кларком молибдена, урана обладают молодые (пермские, верхнекарбоновые) толщи, а меди — нижне-среднедевонские (53,5 *г/т*).

Среди интрузивных пород высокое содержание меди (36,6 *г/т*) характерно для раннего комплекса, урана (5,2 *г/т*) и молибдена (1,8) — для самого позднего.

В общем случае количество меди и железа зависит от содержания в породе CaO, MgO, а урана и молибдена от Na, Ka, Si. При постоянном значении этих окислов содержание всех полезных компонентов растет с повышением щелочей.

Молибден концентрируется в полевых шпатах и в кварце. Медь и молибден часто тяготеют к краевым частям кислых интрузивов, где развиты полевошпатово-кварцевые метасоматиты — индикаторы медно-молибденового оруденения. Например, в верховьях р. Ашт в краевых зонах интрузий их содержание увеличивается в 3 раза по сравнению с центральными зонами. Этот факт В. И. Рехарский склонен объяснять тем, что в последних дифференциатах магмы концентрируются летучие компоненты, особенно щелочи, способствующие образованию легко подвижных компонентов.

Приведенные данные о распределении некоторых рудных компонентов в различных породах подтверждаются и нашими.

Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание меди в интрузивах ранних этапов герцинского цикла в отложениях

среднего палеозоя, за счет замещения которых образованы эти интрузии. Поэтому детальное изучение характера размещения и состава среднепалеозойских толщ имеет большое практическое значение. Именно в предверхнебашкирском структурном ярусе, сложенном указанными породами, залегают все промышленные и более 80% мелких рудопроявлений не только меди, но и многих других металлов.

Нижнедевонские и эйфельские отложения (D_1—D_2). В юго-западной части Кураминской подзоны в крыльях антиклинальных структур встречаются фаунистически не охарактеризованные, преимущественно туфогенные осадки девона мощностью от 200 до 1500 *м*. Они лежат на размытой поверхности терригенной толщи Pz_1 и перекрываются карбонатной D_2—C_1.

В Алмалыкском районе к нижнему девону отнесена вулканогенная толща, залегающая на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений. Она разделена на три различные свиты (андезитов, кварцевых порфиров и туфов андезито-дацитовых порфиров). Преобладающее значение имеет свита кварцевых порфиров.

Нижняя свита сложена основными эффузивами андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов. Это своеобразные (спилитоподобные) отложения черные, зеленовато-черные, интенсивно хлоритизированные на выходах, сильно трещиноватые. Они впервые описаны А. В. Королевым и А. Б. Баталовым на месторождении Сарычеку как древние эффузивы.

Свита порфиритов известна в бассейне р. Саукбулак и по ее притокам. Большую площадь описываемая свита занимает в верховьях рек Қызата и Чилик, по обоим бортам Алмалыксая. Скважинами породы свиты вскрыты под кварцевыми порфирами на водоразделе рек Саукбулак, Чокмастан и в районе Қатранги.

Под микроскопом структура породы резко порфировая с андезитовой и микропойкилитовой структурой основной массы, составляющей 60—71% всей породы, которая содержит микролиты плагиоклаза, вторичных минералов и разложенного стекла. В порфировых выделениях участвуют: плагиоклаз (10—12%), представленный таблитчатыми и неправильными серицитизированными зернами размером до 2,5×2 *мм*, темноцветные минералы (7—10%) в виде измененных зерен роговых обманок и биотитов размером до 1,5 *мм;* калишпат — в единичных зернах и ксеноморфные зерна кварца (2—3%) размером до 2 *мм*.

Из акцессорных минералов встречаются единичные зерна апатита, циркона и магнетита.

Вторичные изменения пород, включающие комплекс минералов из эпидота, серицита, хлорита, альбита, кварца, карбоната и пирита, соответствуют пропилитами.

В районе свита порфиритов представляет собой пласт мощностью от 20 до 200 *м*, залегающий на поверхности метаморфических сланцев, аляскитов. Некоторые исследователи отмечают наличие базальных слоев с гальками подстилающих их аляскитов. Однако это тоже требует уточнения, так как несколько обнажений (Саукбулак, Алмалык), где отмечаются базальные слои, не обладают признаками существования перерыва.

В измененных разностях порфиритов уменьшаются кремнезем от 65,04% до 60, 80 и Na_2O от 3,46 до 0,29%; соответственно возрастают: K_2O от 1,41 до 3,15% и Al_2O_3 от 10,52 до 17,63%.

Спектральными анализами в породе обнаружены: кобальт, никель, бериллий, галлий в тысячных долях процента; барий, ванадий, стронций, цирконий в сотых; титан в десятых долях процента.

Вторая свита представлена кварцевыми порфирами и их туфами. В этом комплексе пород, включающем интенсивно преобразованные пирокласты и лавовые образования, встречаются породы, сходные с порфировыми интрузиями. Прежде вся стратифицированная толща относилась к межпластовым интрузиям. И сейчас имеются сторонники такого взгляда (Ж. Н. Кузнецов и др.) хотя бы для определенной части выходов кварцевых порфиров.

Кварцевые порфиры распространены в бассейне рек Алмалык, Ялпыс, Каулды, Каракия, Саукбулак, Кызата, Чилик, Кандыр, Сарыташ и др. Породы в основном красноцветные. Они имеют резко порфировую структуру. Основная масса (25—65% от общей массы породы) состоит из мелких ксеноморфных зерен или микролитов (до 0,02—0,04 *мм*) кварца, плагиоклаза, калишпата, продуктов вторичных изменений и рудного вещества и имеет изменчивую структуру: микроаплитовую, микрогранулитовую, фельзитовую, микролитовую, аллотриоморфнозернистую.

В порфировых выделениях участвуют кварц (20—35%), плагиоклазы (8—10%), калишпаты (12—15%), биотит (1—2%). Встречаются единичные зерна магнетита, апатита, пирита, халькопирита. Интенсивные вторичные изменения пород приурочены к зонам разломов, контактам.

Наиболее распространенная мощность свиты кварцевых порфиров—игнимбритов 200—300 *м*, увеличение мощности наблюдается на северном блоке в районе медных месторождений собственно Алмалыкского рудного поля, где она достигает 500 *м*.

На границе с вышележащими карбонатными породами в кровле кварцевых порфиров выделяется горизонт так называемых «серых туфов» андезитового состава. Мощность их не превышает 100 *м*.

Природа этих образований очень сходна с кварцевыми порфирами. В прежние годы они картировались как интрузивные тела гранодиорит-порфиров. Действительно, во многих выходах они имеют облик гипабиссальных интрузивов как по условиям залегания, так и по петрографическим особенностям (крупные выделения фенокристаллов полевых шпатов, темноцветных минералов, микрографическая, аллотриоморфнозернистая основная масса). В то же время нельзя отрицать их пластовую форму залегания. Иногда они в разрезе толщи отсутствуют.

Данные детальной разведки медных месторождений Алмалыкского района показывают, что кварцевые порфиры определяют морфологию рудных тел и вертикальный размах оруденения. Эта закономерность отчетливо выражена на месторождении Сарычеку (см. рис. 18), где вертикальный размах промышленного оруденения определяется мощностью пласта кварцевых порфиров. На других месторождениях рудовмещающая роль нижнедевонских эффузивов переходит к интрузивам гранитоидов, занимающим их место.

Интрузив сиенито-диоритов на площади Алмалыкского рудного поля замещает толщу нижнедевонских эффузивов, частично захватывая покрывающие их карбонатные породы. Незамещенные интрузивами реликты кварцевых порфиров (ксенолиты, скиалиты) вскрываются скважинами на разных горизонтах.

По «просвечивающим» останцам эффузивов и карбонатных пород среди массива сиенито-диоритов можно легко восстановить складчатую структуру, в которую были смяты породы среднего палеозоя, пос-

ле чего их заместили интрузии гранитоидов, ознаменовавшие начальную (C_2^1 —C_2^2) стадию герцинского магматического цикла.

Отличительными особенностями эффузивов нижнего девона, создавшими благоприятные условия для локализации руд и замещения их интрузиями, являются относительно высокая пористость, стратиграфическая приуроченность к границе мощных сланцевых толщ нижнего палеозоя и карбонатных — среднего палеозоя. Наблюдается некоторое повышенное содержание в них рудных компонентов, в частности, меди. Кроме того, эффузивные породы более успешно замещаются гранитоидами, особенно если состав эффузивов близок к гранитной эвтектике.

Ограничение вертикального размаха медного и сопутствующего оруденения мощностью нижнедевонских эффузивов можно объяснить лишь структурными особенностями как самой толщи эффузивов, так и избирательно замещающих их интрузивов, ограниченных формациями сланцев снизу, карбонатных пород—сверху. Замещение карбонатных пород и сланцев требует особых условий: первое — свободного выноса избыточных компонентов, второе — высокой температуры.

По данным химанализов, кварцевые порфиры в одних случаях близки к нормальным разностям (проба 7), аляскитам (проба 10), липаритам (8), но с резкими отклонениями содержания либо щелочей, либо кремнекислоты. Значительные изменения составов пород и отклонения от нормальных типов, по-видимому, объясняются первичной туфогенной природой пород и последующими преобразованиями. Установлено, что числовые значения Fe_2O_3, Na_2O, Al_2O_3 меняются разнозначно, т. е. с повышением количества Al_2O_3 повышается содержание Fe_2O_3 и Na_2O.

По данным спектральных анализов устанавливается постоянное присутствие (почти во всех пробах) меди и цинка от тысячных до десятых долей процента, а в результате химических анализов (2 пробы) выявлено наличие цинка.

Номер пробы	*Pb*	*Zn*	*Cu*	*Rb*	*Cs*
2450	Не обн.	0,01	Не обн.	0,023	Не обн.
2665	Не обн.	0,01	Не обн.	—	Не обн.

Карбонатная толща среднего палеозоя. В отличие от вышеописанных осадочно-эффузивных толщ карбонатные породы среднего палеозоя распространены на ограниченной территории, обнажаясь только в устойчивых поднятиях. Они играют огромную роль в локализации свинцово-цинкового оруденения, контролируя промышленные залежи в западной части Кураминского хребта, сосредоточенные в зоне контакта с раннегерцинскими гранитоидами, реже более молодыми порфировыми интрузиями.

При внедрении в карбонатную толщу раннегерцинских гранитоидов последние заметно контаминируются, переходя в более основные или субщелочные разности, тогда как порфировые гранитоиды замещают толщу без участия диффузионных процессов. Это свидетельствует о том, что поднятые блоки, в которых обнажается карбонатная толща D_2—C_1, вздымались в течение длительного периода от C_{1-2} до P_1. Это согласуется с разновременным обновлением депрессионных блоков, о которых речь шла выше.

В ранних наших публикациях (Ахмеджанов, Мусин и др., 1962, 1964 гг.) дана подробная характеристика карбонатной толщи. Здесь мы ограничимся описанием лишь базальных слоев, содержащих син-

генетическую медную минерализацию, которая, по-видимому, сыграла заметную роль в концентрации эндогенного оруденения.

Базальные слои живетских отложений, представленные красноцветами, широко развиты за пределами района. Здесь они представлены маломощными песчаниками и гравелитами, сменяющимися брекчиевидными песчанистыми доломитами. К ним приурочены металлометрические ореолы меди, а в результате спектральных анализов пород установлено повышенное содержание меди и свинца. В отдельных разрезах красноцветной толщи также присутствуют минералы меди, реже свинца (халькозин, малахит, азурит, галенит). Медная минерализация обычно приурочена к мелкозернистым разностям песчаников, глинистым прослоям, сероцветным и пестроцветным глинам красноцветной толщи.

В районе гор Каратагата на правом берегу и левом борту Каракиясая медная минерализация установлена в прослое черных доломитов мощностью 0,5—1 *м*. Этот слой прослеживается на несколько километров; он залегает в основании живетского горизонта в 30—40 *м* и выше базального горизонта. Характерно, что доломиты, подстилающие рудоносный пласт, имеют брекчиевидное строение. Поэтому и пласт может быть объединен с базальным горизонтом красноцветов.

В красноцветной толще девона в бассейне р. Пскем (Чаткал) М. Д. Трояновым (1966) установлено широкое распространение меди и киновари. Они приурочены к Тепарбашскому и Аксарайским куполам, являющимся частью двух крупных антиклинориевых структур: пскемской и угамской. Литологические особенности красноцветов этого района детально изучены Д. М. Сургутановой (1965).

Франские красноцветные песчаники, алевролиты с прослоями сероцветных разностей достигают мощности 1000 *м* в Тепарбашском и не более 300 *м* в Аксарсайском куполах.

Меденосные слои тяготеют к верхам красноцветной толщи, известково-песчанистой свите, к темноцветным песчаникам, а также доломитам мощностью 1—3 *м*, залегающим среди серых песчаников.

В пласте доломитов рудные минералы составляют не более 1—2% и представлены халькопиритом, теннантитом и продуктами их окисления, часты включения органического вещества. Реже встречаются барит, анкерит, сидерит, доломит. В терригенных компонентах участвуют кварц, полевой шпат, мусковит, турмалин, которые располагаются среди основной карбонатной массы породы в определенном порядке и обусловливают полосчатую текстуру.

Интересны факты, приведенные М. Д. Трояновым (1966), показывающие влияние магматизма на распределение оруденения. Там, где рудоносный пласт сечется дайкой габбропорфиритов, рудные минералы сконцентрированы в зальбандовой части пласта и проникают в дайку. Меденосные красноцветы девона представляют собой фации озер, лагун, дельт или полузамкнутых заливов.

Проблема генезиса медного и сопутствующего оруденений в красноцветных и сероцветных терригенных толщах является одной из актуальных и спорных в теории рудообразования. Однако следует считать бесспорным наличие сингенетичной рудной минерализации. Об этом свидетельствует прежде всего приуроченность оруденения к строго определенным маркирующим горизонтам — маломощным, но протяженным прослоям. Вместе с тем концентрация рассеянного сингенетичного оруденения связана с наложением эпигенетических процессов, проходящих как в экзогенных, так и в эндогенных условиях.

Для мезозойских меденосных красноцветов В. И. Попов (1964) убедительно показал связь медепроявлений с зонами разгрузки нефтегазоносных бассейнов. Такие же процессы могли протекать и в древние эпохи. Если учесть эти факторы, то легко разрешаются споры между сторонниками сингенетичного и эпигенетичного происхождения стратифицированных меднорудных формаций как в древних, так и в молодых осадках.

В этом случае легко объяснить накопление органического вещества в высокотоксичной среде с соединениями меди, а также и некоторые особенности распределения меди и других рудных элементов, не подчиняющихся законам осадочной дифференциации.

В связи с изложенным обращает на себя внимание парагенезис нефтяных и газовых залежей с районами распространения не только соленосных, сероносных, но и пластовых месторождений меди, молибдена, свинца, цинка, проявленных во многих регионах. Эпигенетические процессы могли протекать не только под действием низкотемпературных гидротерм, но и грунтовых вод, нефтей и газов.

Изложенный материал свидетельствует о б льшой роли девонских отложений в формировании медных и свинцо -цинковых месторождений. Это, с одной стороны, нижнедевонские игнимбриты, контролирующие вертикальный размах меднопорфировых руд, с другой — покрывающие их красноцветные терригенные толщи с явными признаками сингенетичной меди. Любопытно, что в Алмалыкском медно-рудном районе красноцветы с незначительной мощностью также содержат меденосный слой черных доломитов, как и красноцветы с большой мощностью.

Анализ стратиграфии и литологических особенностей карбонатных толщ (Ахмеджанов, Мусин и др., 1962), позволяет восстановить палеогеографические условия их накопления.

Интенсивные тектонические движения в начале девона превратили территорию Алмалыкского района в сушу с аридным климатом, где накапливались преимущественно красноцветные песчаники, обогащенные карбонатами.

Среднепалеозойская трансгрессия моря в период отложения ленточного горизонта живетского яруса наряду с другими территориями Чаткало-Кураминской горной системы охватила и Алмалыкский район. В этот период вблизи питающих провинций происходит накопление песчано-глинистых доломитов (ленточный и атриповый горизонты), характеризующих волноприбойные фации аридного типа. Указанные фации представляли собой осадки мелководного морского бассейна типа залива, в которых возвышались поднятия Алтынтопкана и Кайнара, явившиеся областями сноса терригенного материала в морской залив. В результате к доломитам примешивался терригенный материал, обогащенный тяжелыми металлами (свинец, цинк, медь и др.).

Повышенная концентрация отмеченных элементов в осадках волноприбойных фаций имела большое значение при локализации месторождений в последующих процессах эндогенного рудообразования. К востоку мощность карбонатных пород резко сокращается в основном за счет нижних горизонтов.

В среднепалеозойской карбонатной толще широко распространены ангидриты (С. Т. Бадалов, А. Туресебеков, 1967). По данным этих исследователей, более половины осадочных пород, подстилающих верхнепалеозойские эффузивы, состоит из ангидрита, образованного осадочным путем одновременно с карбонатными породами. Ангидриты, по

мнению авторов, являются источниками серы для сульфидных руд (В. И. Виноградов, С. Т. Бадалов, А. Туресебеков, 1968).

По нашему мнению, ангидриты образовались в процессе эпигенеза, протекавшего в предверхнебашкирский период. Такой вывод основан на следующем.

1. В результате детального изучения разрезов карбонатных пород, выходящих на поверхность, не выявлены существенные проявления сульфатных пород. Они не были установлены М. А. Ахмеджановым, который провел специальные исследования среднепалеозойских карбонатных пород по всей Кураминской подзоне. В карбонатных породах мало серного ангидрита, однако это не исключает возможности присутствия его среди их поверхностных выходов, если они некогда были перекрыты эффузивами.

2. Обращает на себя внимание широкое распространение ангидритовых слоев и частое тонкое их переслаивание с карбонатными поро-

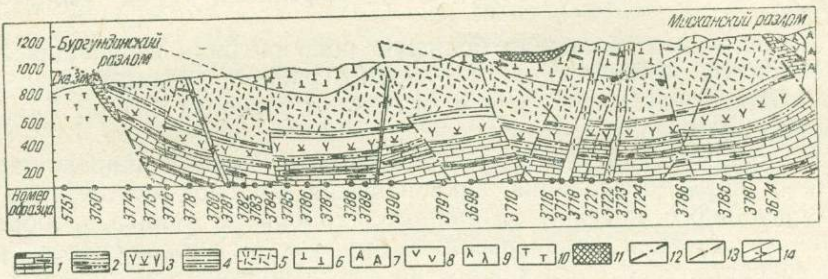


Рис. 5. Геологический разрез эффузивных образований среднего течения Кызатасая (Центрального блока).

1—карбонатные отложения $Д_3$—C_1 с пластами, гнездами линзами ангидрида и гипса; *2*—осадочно-терригенная пачка уя-минбулакской свиты с гнездами ангидрита; *3*—пироксено-плагиоклазовые, трахиандезито-дацитовые порфириты трахиандезитового горизонта минбулакской пачки $\left(C_1^{п}\right)$; *4*—осадочно-терригенный горизонт акчинской свиты $\left(C_2^{в}\right)$; *5*—базальтово-андезитовые, андезитовые порфириты порфиритового горизонта акчинской свиты; *6*—андезито-дацитовые, дацитовые порфиры и их туфы порфирового горизонта акчинской свиты; *7*—аляскиты (*о*—*s*); *8*—кварцевые порфиры $\left(Д_1^2\right)$; *9*—андезитовые порфириты $\left(Д_1^2\right)$; *10*—сиенито-диориты $(C_1$—$C_2)$; *11*—зона осветления с каолинитом, серицитом, алунитом, пиритом; *12*—региональные разломы; *13*—разломы местного значения; *14*—дайки гранодиорит-порфиров (P_1).

дами именно под измененными эффузивами акчинской свиты, в настоящее время сохранившейся в депрессионной зоне, выделяемой как центральный блок. Этот блок с севера и юга ограничен Алмалыкским и Саукбулакским поднятыми блоками, Бургундинским и Мисканским разломами. Для осадочных ангидритов не характерно частое переслаивание и тем более гнездовое расположение (рис. 5).

3. Ангидритовые гнезда и жилы встречаются не только среди карбонатных пород. Ангидрит широко распространен в массиве сиенито-диоритов и представляет один из наиболее распространенных жильных минералов меднопорфировых месторождений Алмалыкского района, причем ангидритовые жилы имеются в структурных ярусах, лежащих ниже карбонатной толщи.

Гнезда и жилы ангидрита часты в нижних горизонтах эффузивов, подвергшихся алунитизации. Они наблюдались А. Р. Ярмухамедовым, и, как показала передокументация кернов скважин, пробуренных на месторождениях алунитов, ангидрит имеет широкое распространение.

Данные экспериментов по определению изотопов серы и доказательства участия серы океанических сульфатов в формировании сульфидных месторождений будут рассмотрены отдельно.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В РАЗВИТИИ МЕТАСОМАТИТОВ И РУД

В последние годы эффузивные породы стали привлекать к себе все больший круг исследователей. Этому способствовало, с одной стороны, выделение так называемых вулкано-плутонических комплексов, позволяющее установить некоторые закономерности в формировании магматических пород, с другой — разнообразные металлогенические построения, которые помогли выявить важную роль эффузивных и экструзивных пород в формировании месторождений различных полезных ископаемых (медь, золото, фтор, алюминий, ртуть, полиметаллы и др.).

В решении этой задачи большую роль сыграли выдающиеся успехи советских вулканологов, изучающих районы развития современного и молодого вулканизма, а в отдельных регионах (Урал, Кавказ) — более древнего.

В Кураминской структурно-фациальной подзоне широко развиты вулканогенные образования, накопившиеся в период активизации жесткого срединного массива от раннего карбона до триаса. Особое внимание мы уделили доинверсионным эффузивам нижне-среднекарбонового возраста, в которых заключено много полезных ископаемых и которые имеют большое значение для понимания геологического развития территории.

Подробные сведения об эффузивах верхнего палеозоя изложены в монографии Н. П. Васильковского (1952). Его основные выводы и схемы дополнены и уточнены в работах Х. М. Абдуллаева (1958—1960), Ф. Ш. Раджабова, В. А. Арапова, Е. Д. Карповой (1948), Ю. А. Лихачева (1956), А. П. Недзвецкого (1956), И. П. Кушнарева и А. Б. Каждана (1958), З. П. Артемовой (1959), М. Н. Авакова и др. (1961), И. М. Исамухамедова (1959), Т. А. Сикстель (1960), В. П. Каржаева и др. (1962—1963), Ю. М. Кузичкиной и др. (1962—1963), В. Ф. Базиля (1963), И. Б. Федоровой (1963—1964), В. Ф. Викторова (1964), Ж. Н. Кузнецова и С. Ходжиева (1965), И. Х. Хамрабаева и др. (1965—1969), В. Т. Юдина (1965—1967).

Кроме того, проводились исследования, направленные в основном на выявление петролого-геохимических особенностей магматических пород и сопровождающих их постмагматических образований.

К ним относятся труды И. М. Исамухамедова (1947), И. М. Мирходжаева (1954—1961), Р. А. Мусина (1957—1964), О. М. Борисова (1957), А. В. Покровского (1958), Ф. Ш. Раджабова (1961—1965), Е. М. Головина (1963), И. М. Воловиковой (1959—1960), В. А. Хорвата и П. И. Салова (1960), А. В. Рабиновича (1963), Н. П. Лаверова (1963), Т. Н. Далимова (1963—1965), К. Урунбаева (1963—1964), В. И. Рехарского (1965), К. Рахманова (1965), М. Х. Кадырова (1965—1966), А. Р. Ярмухамедова (1961—1966), Т. Н. Далимова и др.

Верхнепалеозойский осадочно-вулканогенный комплекс широко распространен во всех ярусах герцинского структурного этажа и является одним из важных составных частей нижне-среднекарбонового, средне-верхнекарбонового, верхнекарбоново-нижнепермского, верхнепермско-нижнетриасового ярусов.

В методику изучения осадочно-вулканогенных комплексов в настоящее время все шире внедряется формационный подход. Плодотворные результаты такого метода отражены в работах многих петрографов-вулканистов (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, 1943; А. Ритман, Н. М. Страхов, 1962; Н. С. Шатский, 1960; Г. С. Доценидзе, 1965; Е. К. Мархинин, 1965; С. И. Набоко, 1962, 1963; Г. М. Власов, 1959—1965; В. И. Влодавец, 1963, 1965 и др.), в трудах совещаний по проблемам литологии, вулканологии, сборниках и журналах. Этот вопрос детально рассмотрен в коллективной монографии В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой, М. А. Петровой (1967).

Формационный метод постепенно внедряется в изучение вулканогенных пород Тянь-Шаня (В. А. Николаев, В. И. Попов, Н. П. Васильковский и др.).

Опыт расчленения влуканогенных комплексов Курамы на формации и фации отражен в работах А. Р. Ярмухамедова, В. Т. Юдина, В. А. Арапова, Т. Н. Далимова, К. У. Урунбаева и др.

В. Т. Юдин (1967) верхнепалеозойский комплекс правобережья р. Ахангаран расчленил на три формации, отличающиеся не только по составу, но и по возрасту: порфиритовую (C_1—C_2^1), андезито-дацитовую (C_2^2—C_3) и липаритовую P_1—P_2 с соответствующими фациями. Как показывает анализ существующих данных, эту схему можно распространить и на другие районы, в частности на Алмалыкский.

Последовательная смена состава вулканитов от основных к кислым во времени отражает общую и закономерную эволюцию вулканического процесса в герцинском цикле магматизма. Отклонение от этого должно находить свое объяснение или вызвать сомнение в правильности определения возраста пачек, свит.

Например, исходя из указанной закономерности ставится под сомнение наличие двух разновозрастных свит, имеющих липаритовый состав (верхнекарбоновой—оясайской и триасовой—кызылнуринской).

В настоящее время появляется все больше данных, подтверждающих ошибочность датировки толщ кислых эффузивов как верхнекарбоновых. Таким образом, выделение формации способствует решению некоторых спорных задач. Однако это не дает основания отказаться от принципов расчленения эффузивных толщ на свиты, как это предлагает В. Т. Юдин (1968).

Свита — это термин, применяемый в стратиграфии для геохронологических целей. Применение термина «формация» преследует иную цель — познание генетических особенностей геологических образований путем раскрытия закономерностей их формирования. Если формации не повторяются внутри одного цикла, то они, имея своих аналогов в других циклах, будут разновозрастными. Возраст формационных единиц может меняться внутри цикла, но в разных геоструктурных зонах. Поэтому каждый из указанных терминов может существовать самостоятельно, нести соответствующую своему содержанию роль и друг друга дополнять. Формационный подход облегчает расчленение свит, выявляет ошибки в датировке тех или иных толщ, если они не укладываются в общие законы. Но при этом необходимо учесть возможные и допустимые отклонения. Например, кислые эффузивы присутствуют в древних, основные — в молодых свитах (формациях). Внутри нижнесреднекарбоновых эффузивов, т. е. андезито-порфиритовой формации, А. Р. Ярмухамедов (1965, 1966) показал последовательную смену основных и средних разностей более кислыми, или более щелочными. На

основе изучения фациальных особенностей им была показана возможность объединения двух свит — уинской и акчинской — в одну.

Наличие резко дифференцированных разностей эффузивов внутри свиты, образующих горизонты и пачки, можно объяснить анализом распределения различных фациальных разновидностей. Известно, что пирокластические, жерловые, субвулканические фации отличаются более дифференцированным составом. Они же чаще подвержены последующим процессам изменения.

Наконец, степень дифференциации составов эффузивов зависит от дискретного характера развития мелких структурных единиц — полос, секторов, блоков, составляющих в сумме единую структурно-фациальную Курамино-Ферганскую зону — область с полигенным характером поднятий и депрессий. Геологическая история этой и любой другой области есть история развития поднятий и депрессий (Попов, 1938).

Дискретное самостоятельное развитие отдельных блоков обусловлено тем, что в пределах цикла одни блоки обладают тенденцией к непрерывному погружению или вздыманию, другие проявляют признаки ступенчатого прерывистого развития или отличаются временем инверсии.

В. Т. Юдин (1966) сделал попытку расчленить депрессионные участки на депрессии раннего и позднего заложения. Для первых характерно накопление всего последовательно дифференцированного ряда формаций: порфиритовой, андезито-дацитовой и липаритовой. Породы, слагающие депрессии позднего заложения, отличаются контрастной дифференциацией, нарушающей указанную последовательность. Это, по мнению В. Т. Юдина, связано с глубиной магматического очага, равной глубине базальтового слоя. Действительно, геофизические данные показывают большую глубину гранитной коры в районах развития депрессий позднего заложения.

Следует подчеркнуть, что наиболее заметный инверсионный период для всей Курамино-Ферганской зоны приходится на границу $C_2^{в1}$ — $C_2^{в2}$ Этот период знаменуется сменой восходящих движений, начавшихся в раннекарбоновую эпоху, нисходящими в верхнебашкирский век. В основании всех депрессий присутствуют нижне-среднекарбоновые эффузивы (свиты минбулак, уя, акча), которые могли сохраниться только потому, что заполняли древние прогибы. Следовательно, говоря о времени заложения депрессий и поднятий, следует учитывать их унаследованный характер. Так как положение рудных зон, районов, полей определяется пограничными полосами, выявление точных контуров древних поднятий и прогибов весьма важно.

Разрезы пород, слагающих поднятия, говорят о том, что они возникли после отложения среднепалеозойских карбонатных толщ (D_2—C_1). Именно они слагают ядра антиклинориевых складок и чаще замещены интрузиями ранних этапов герцинского цикла. Вместе с тем, в ядрах наиболее крупных антиклинориев обнажаются и отложения нижнего палеозоя.

Наряду с унаследованным характером герцинских структур имеются структуры, возникшие независимо. Об этом свидетельствует наличие в основании депрессии заполненных верхнепалеозойскими эффузивами интрузивных тел ранних этапов герцинского цикла. Такие депрессии, встречающиеся в юго-западных окончаниях Чаткальских (район Чаулисая) и Кураминских гор, формировались на поднятиях, сложенных раннегерцинскими интрузиями. Для таких депрессий характерно округлое очертание, ограничение кольцевыми разломами, при-

рода которых может быть объяснена изометрическим очертанием жесткой интрузивной ложи депрессий, а не кальдерными проседаниями, как обычно полагают. Контактовые зоны таких интрузий контролировали кольцевые разломы, возникающие в зоне крупных линейных разломов и проявленные в толще покрывающих осадков.

Все перечисленные особенности тектонического строения оказали существенное влияние на формирование верхнепалеозойских эффузивно-осадочных толщ.

В дальнейшем мы более подробно осветим нижне-среднекарбоновый эффузивный комплекс раннегерцинского цикла, слагающий предверхнебашкирский структурный ярус и вмещающий все промышленные месторождения. Данный комплекс в последние годы детально исследовал А. Р. Ярмухамедов.

Раннегерцинский нижне-среднекарбоновый осадочно-вулканогенный комплекс (порфиритовая формация)

Этот комплекс включает три свиты: аркутсайскую, уя-минбулакскую и акчинскую (рис. 4, слой 19—26).

В состав аркутсайской свиты (по р. Аркут) входят пропилитизированные порфириты с пропластами туфопесчаников и туфобрекчий общей мощностью 250 *м*.

Интрузивные порфириты данной свиты прорывают известняки визейского яруса, а гальки их встречаются в базальных слоях вышележащей уинской свиты, которая объединена с минбулакской и составляет только часть (пачку) свиты, датируемой как визе — намюр.

Верхневизейские эффузивные образования известны в районе Большого Чимгана (истоки р. Бельдерсай, междуречье Мазар — Карааруча) и Алтынтопкана в верхней части нижнекарбоновых известняков (рис. 4, слой 17).

Уя-минбулакская свита разделена на 2 подсвиты: уинскую и минбулакскую, которые Н. П. Васильковский выделял как самостоятельные свиты. Однако их сходство дает основание объединить их в одну. Н. П. Васильковский уинскую подсвиту расчленил на пять горизонтов, что полностью подтверждают исследования А. Р. Ярмухамедова. Горизонты *а*, *б*, *в*, *г* сложены туфогенными песчаниками, конгломератами, известняками, сланцами с редкими пропластами вулканогенных пород и органическими остатками поздневизейского и намюрского возрастов. Горизонт *д* состоит из палеотрахитовых порфиритов, плагиоклазовых порфиритов и их туфов. С уинской подсвитой объединена так называемая кызылсуйская свита.

В Алмалыкском районе к уинской подсвите относятся низы осадочно-эффузивной толщи, согласно залегающей на карбонатной толще D_2—C_1. Подсвита здесь представлена «ленточным» горизонтом (В. А. Арапов, 1960; И. Б. Федорова, 1963), выходы которого обнажаются по левому борту Саукбулаксая. Они также встречаются в виде блок-ксенолитов среди сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров. Горизонт представлен переслаивающимися песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами, мергелистыми известняками, туфами, туффитами, туфобрекчиями общей мощностью 76 *м*. В отложениях наблюдаются знаки ряби, косая слоистость и большое количество неопределимых растительных остатков.

Верхняя возрастная граница горизонта определяется согласным налеганием на него трахиандезитового горизонта минбулакской подсвиты.

Минбулакская подсвита в стратиграфической схеме Н. П. Васильковского (1952, 1956) располагается между уинской подсвитой и акчинской свитой и датируется как намюр-башкирский ярус (рис. 4, слой 19).

Возраст уя-минбулакской свиты почти все исследователи определяют в пределах намюрского — башкирского веков. Мы полагаем, что свита может вполне укладываться в пределы намюрского века, так как возраст следующей, акчинской, находится в пределах нижнебашкирского яруса. Представление о том, что акчинская свита лежит на размытой поверхности гранодиоритов Кураминского типа, датируемых как средний (а прежде как верхний) карбон, нами и другими исследователями отрицается.

Вулканогенные свиты с галькой указанных гранодиоритов (Уткемсу, ур. Шайтанбулак), по данным В. Ф. Базиля, В. А. Арапова, Н. П. Васильковского, А. П. Недзвецкого, Ф. Ш. Раджабова, считаются более молодыми, чем акчинская.

Кроме того, среднекарбоновые органические остатки обнаружены в надакской свите, перекрывающей акчинскую. Эти суждения представляются более логичными, если учесть, что на акчинской свите повсеместно развита своеобразная сульфатная кора выветривания, которая синхронна с морскими бокситами Южного Тянь-Шаня, возраст которых находится в пределах верхнебашкирский — московский ярусы (О. И. Сергунькова, Ф. Р. Бенш, Л. П. Коннов, Д. П. Ляшкевич, Л. Г. Лунина, М. М. Посохова, Х. В. Рыскина, Р. А. Мусин и др.).

Вполне возможно развитие этой коры и на более древних свитах, в частности, на минбулакской. Не случайно некоторые геологи (О. Б. Андерсон) все интенсивно осветленные эффузивы считали наиболее древними, а потому и метаморфизованными. Да и теперь нет единого мнения об объеме и области распространения акчинской свиты. Большинство исследователей полагают, что акчинская свита имеет возраст верхнебашкирский — московский и потому объединяют ее с надакской. Тогда действительно эффузивы этого возраста будут перекрывать интрузии Кураминского батолита, но в этом случае они не будут относиться к той акчинской свите, которая в период ее первоначального выделения Е. А. Кочневым в бассейне р. Акча характеризовалась присутствием белесых (в переводе — акча) осветленных эффузивов. Поэтому мы предлагаем алунитовые кварциты использовать как наиболее надежный, маркирующий горизонт, отделяющий эффузивы доинверсионные (C_1—$C_2^{B^1}$) от более молодых и называть акчинскими только те эффузивы, на которых развивались алунитовые кварциты и их разнообразные метаморфизованные и рудоносные разности. Эта особенность акчинской свиты (иногда и более древних), является одним из наиболее надежных критериев не только для решения неясных вопросов стратиграфии немых толщ, но и для поисков эндогенного оруденения. Указанные нами представления были одобрены специалистами (О. И. Сергунькова, Ф. Р. Бенш, Е. А. Кочнев, К. А. Набиев) и положены в основу составления палеогеографических схем.

В пределах северо-западной части Кураминской подзоны вулканогенные отложения минбулакской пачки А. Р. Ярмухамедов подразделяет на обломочный, порфиритовый, порфировый горизонты.

Обломочный горизонт всюду с незначительным несогласием залегает на размытой поверхности карбонатных отложений D_2—C_1 и на образованиях уинской подсвиты. Представлен туфоконгломератами,

туфобрекчиями с редкими пропластами лавобрекчий, туфопесчаников, туффитов и алевролитов. Мощность горизонта резко изменчива: В хр. Каржантау она составляет 100—360 *м*, в юго-западных отрогах Чаткальского хребта —80—200 *м*, в Кураминском хребте — 40—80 *м*.

Состав горизонта фациально однороден. Гальки туфоконгломератов и туфобрекчий в основном состоят из обломков порфиритов, фельзитовидных пород, сиенит-порфиров, редко известняков. Эти породы распространены в подстилающих свитах нижнего карбона.

Порфиритовый горизонт во всех разрезах согласно залегает на обломочном горизонте. Горизонт фациально изменчив как по простиранию, так и по мощности, но в нем преобладают вулканогенные породы среднего состава (в хр. Каржантау — 450—800 *м*, в юго-западном отроге Чаткальского хр.— до 1000 *м*, в Кураме —200—800 *м*). В Алмалыкском районе горизонт сложен пироксеново-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми, трахиандезитовыми порфиритами, их туфами и туфолавами общей мощностью 350—400 *м*.

Порфировый горизонт присутствует только в полных разрезах минбулакской подсвиты. В разрезах по р. Уя он представлен фельзит-порфирами и их туфами, туфолавами, игнимбритами общей мощностью около 500 *м*. В восточном направлении (басс. рек Дуду, Мештас) флюидальные фельзит-порфиры и их туфолавы сменяются туфобрекчиями и эффузивами дацит-порфиров (междуречье Дуду — Кызылсу) общей мощностью 600 *м*.

В разрезах Ташкескен этот горизонт большей частью сложен дацит-порфирами и их туфами и туфобрекчиями, а флюидальные туфы и туфолавы фельзит-порфиров слагают его среднюю и верхнюю часть. В остальных разрезах минбулакской подсвиты Кураминской подзоны этот горизонт не устанавливается.

Акчинская свита несогласно перекрывает предыдущую. Ее среднекарбоновый возраст в настоящее время никем не оспаривается. Однако на основании вышеизложенных фактов, а также данных, приведенных другими исследователями (С. М. Бабаходжаев, В. Ф. Базиль, В. Т. Юдин, А. Е. Антонов, 1968 и др.), считаем, что время формирования свиты укладывается в пределы нижнебашкирского яруса. Абсолютный возраст 305±2 млн. лет (рис. 4, слой 22—26).

Свита имеет андезито-дацитовый состав эффузивов с небольшим участием обломочных, осадочных пород. Мощность ее достигает 2200 *м*, во всей Кураминской подзоне для нее характерно развитие алунитовых кварцитов.

В пределах Алмалыкского района отложения свиты подразделяются на три горизонта: обломочный, порфиритовый и порфировый. Наиболее распространены последние два.

Порфиритовый горизонт имеет среднюю мощность 500 *м*, и обнажается в Алмалыкском районе на площади 30 *км*^{2}. Представлен он зеленовато-серыми, сиреневыми андезито-базальтовыми, трахиандезитовыми порфиритами, включающими пироксеновые, плагиоклазовые, роговообманковые, биотитовые разности.

Порфировый горизонт в Алмалыкском районе занимает площадь около 80 *км*^{2}. Он широко распространен и за пределами Алмалыкского района в бассейне правых притоков р. Ахангаран в Каржантау, в Паркентсае, Аксагате. Большинство залежей алунитов приурочено именно к этому горизонту.

Детальные исследования вулканитов нижнего—среднего карбона позволили А. Р. Ярмухамедову выделить следующие группы фациаль-

ных разновидностей: 1) покровы и потоки эффузивных фаций; 2) жерловых; 3) субвулканических и экструзивных.

В первых двух группах выделены и субфации — лавовая и пирокластическая (туфовая); сюда же входят игнимбриты, туфолавы и вулкано-терригенная субфация. Характеристика указанных фаций и субфаций дается в работах А. Р. Ярмухамедова (1965, 1966).

Как уже отмечалось, формационный подход с выделением фаций значительно облегчает расчленение и корреляцию эффузивных толщ, определение их роли в рудообразовании. Однако здесь также имеются трудности, связанные с неоднократным наложением интрузивных и метаморфических процессов на палеотипные породы.

Нередко трудно отличить субвулканические, жерловые, экструзивные фации от широко проявленных в районе гипабиссальных интрузий.

В результате анализа фациальных разновидностей вышеуказанных свит нижне-среднекарбонового комплекса выявлено следующее.

Аркутсайская свита представлена порфиритами Большого Чимгана, которые отличаются от одновозрастных порфиритов по р. Аркутсай преобладанием туфовых фаций над лавовой, отсутствием типичных пироксеновых и роговообманковых порфиритов лавовой фации; более лейкократовым характером и повышенной щелочностью; широким развитием субвулканической группы фаций.

Уинская пачка в основном сложена пирокластическими субфациями, туфами, туфолавами и игнимбритами трахиандезито-дацитового состава. Игнимбриты и туфолавы, слагающие верхнюю часть разреза, характеризуются отсутствием признаков слоистости, однородностью состава и окраски; столбчатой отдельностью; наличием литоидных обломков (до 10 *см*), обтекаемых флюидальным вулканическим стеклом и линзовидными фьямме, в которых заметны мелкозернистый кварц и кластокристы калишпата и плагиоклаза; присутствием оплавленных обломков и кластокристов калишпата, плагиоклаза.

В свое время Н. П. Васильковский (1952) и К. Н. Вендланд (1938) трахиандезито-дациты относили к кварцсодержащим альбитофирам. Однако детальное изучение пород показало, что в фенокристаллах в основном участвуют: средний плагиоклаз, калишпат (20%), роговая обманка, биотит, а кварц входит только в состав основной массы. Такой состав приближает породу к трахиандезит-дацитам, хотя средний химический состав ее более кислый. Последнее объясняется процессом метаморфизации, при котором происходит альбитизация плагиоклазов и калишпата, наличием фьямме и обломков вулканических стекол.

Субвулканическая фация уинской подсвиты в бассейне р. Уя представлена пироксеновым сиенит-порфиром гипабиссального облика и образует межпластовую залежь видимой мощностью 120 *м* и протяженностью до 2,5 *км*.

В минбулакской пачке преобладают андезитовые и дацито-андезитовые порфириты лавовой фации. При изучении состава пород минбулакской пачки в разрезах хр. Каржантау и других районов (А. Р. Ярмухамедов) установлено развитие типичных флюидальных туфолав, игнимбритов плагиоклазового порфирита, фельзитового, дацитового, трахиандезито-дацитового составов, которые содержат литоидные обломки, обломки вулканического стекла, а также линзовидные фьямме, характерные для игнимбритов. В этих фациальных разновидностях пород фьямме размерами до 1,5—2×10 *мм* и более ориентированы по флюидальности основной цементирующей массы. Обычно центральная часть фьямме раскристаллизована в ксеноморф-

ный кварц (1,0×0,5 *мм*), а в периферической части обнаруживается слабо раскристаллизованная стекловатая масса, иногда зараженная рудной пылью. Зональное строение фьямме, по-видимому, объясняется длительным их охлаждением, когда они находились среди горячей полустекловатой основной массы. Примечательно, что фьямме образовались после окончательной кристаллизации полевых шпатов и цветных минералов, которые часто бывают раздроблены, имеют оплавленные края и заключены внутри фьямме.

Характерны для разрезов минбулакской пачки «таблитчатые» плагиоклазовые порфириты, которые могут быть приняты как маркирующий горизонт. Где бы они ни обнажались (басс. рек Уя, Каракузы, Кызылсу, Бельдер, Чадак, Беляуты, районы Алмалыка и Алтынтопкана), всюду имеют одинаковый петрографический состав, структуру и окраску. Кроме того, они прорываются гранодиоритами карамазарского типа (басс. рек Надак, Пангаз, Гушсай, Чадак, Бельдер, Ташкескен), на что указывали также Н. П. Васильковский и Е. М. Головин.

В разрезе игнимбритовой толщи наблюдается следующая особенность. В ее низах встречается рыхлый пирокластический материал. Выше он сменяется спекшимися туфами, затем игнимбритами с фьямме. В центральной части разреза в результате переплавления и перекристаллизации линзовидные включения (фьямме) исчезают и порода становится неотличимой от лавы. Это свидетельствует о том, что спекание основной массы стекла и образование фьямме происходило после выброса раскаленного материала.

Горизонты туфолав уя-минбулакской свиты в большинстве случаев образуют протяженные покровы с пологим падением. Они представляют собой стекловатую лаву, в которой отмечаются обломки пород и осколки плагиоклаза, калишпата, кварца, биотита и роговой обманки. Цементирующей массой служит фельзит или нераскристаллизованное стекло с четко выраженной флюидальной текстурой, в которой заметно обтекание обломков пород и осколков минералов.

Различные инородные включения в породе, придающие ей флюидальность, состоят из полосок и линз (фьямме) обычно фельзитового состава. Иногда центральная часть их более раскристаллизована, чем периферическая, которая незаметно сливается с основной микрофельзитовой или стекловатой массой туфолавы. Вышеописанные игнимбриты и туфолавы сходны друг с другом в текстурно-структурном и петрографическом отношении. Но для игнимбритов, кроме геологических признаков, характерны реликтовая структура и спекание.

Субвулканические тела минбулакской пачки, располагающиеся в горах Карабулак и Тутбулак (Алмалыкский район), представлены небольшими некками и штоками. Они имеют грубозональное строение. Обломочная текстура и структура пород жерловой фации указывает на относительно короткий промежуток времени и небольшую глубину формирования субвулканических тел и отличается от молодых гипабиссальных интрузий и даек формами залегания, малой степенью раскристаллизации как порфировых выделений, так и основной массы, структурно-текстурными и петрохимическими особенностями.

Одновозрастность пород жерловой и эффузивной фаций минбулакской пачки доказывается общностью структурно-генетических, петрографических, петро- и геохимических особенностей и прорыванием пород обеих фаций нижне-среднекарбоновыми сиенито-диоритами Алмалыкского типа.

В акчинской свите преобладают андезитовые, андезито-дацитовые эффузивы. Алунитовмещающие эффузивы андезито-дацитового соста-

ва акчинской свиты Щенебекская, Шаугазсая, Писталисая, Сарыташсая, Культасая, Гушсая, Акчасая, Шавассая, Акташсая характеризуются высокой удельной пирокластичностью, одинаковым петрографическим составом, близостью структуры и текстуры, наличием одинаковых акцессорных минералов и вторичных изменений.

Подробнее охарактеризуем порфировый горизонт, вмещающий алунитовые залежи. Породы этого горизонта обнажаются в следующих пунктах. Бассейны рек Каракия, Кызата, Саукбулак, Щенебек, Писталн, Сарыташ, Кандыр, Культа, Гушсай — на северном; Чашмасай, Уткемсу, Токмак и др. — на южном склоне Кураминского хребта; Акчасай, Шавассай, Карабаусай, Карабашсай, Аксагатасай и др.— в юго-западных отрогах Чаткальского хребта и, наконец, Акташсай и ее притоки — в горах Каржантау. Этот горизонт в большинстве случаев подстилается порфиритовым горизонтом или залегает на размытой поверхности отложений среднего палеозоя. Общая мощность его более 500 *м*.

Разрез данного горизонта в Алмалыкском районе начинается невыдержанной пачкой агломератовых лав и туфов мощностью 10—40 *м*. Обломочный материал этой пачки представлен мелкими обломками и более крупными лапилями и бомбами дацито-андезитового, андезито-дацитового составов. Выше по разрезу туфы сменяются лавовыми покровами андезито-дацитовых, дацитовых порфиров, которые имеют плитчатую отдельность и туфовидный облик. Далее следуют массивные лавы андезито-дацитового состава с прослоями мелко- и среднеобломочных туфов.

Окраска пород чаще темно-фиолетовая, темно-серая, коричневато-серая, иногда зеленовато-серая. Отличительная черта эффузивов этого горизонта — отчетливая порфировая структура, выраженная в наличии вкрапленников полевого шпата неправильной и таблитчатой формы, которые заключены в мелкозернистой и плотной основной массе. Под микроскопом устанавливаются роговообманково-биотитовые, биотитовые, андезито-дацитовые, дацитовые порфиры, редко трахидацитовые, андезитовые и плагиоклазовые порфириты (шл. 2731, 2382, 4061, 6041, 302, 2477, 304, 4050; см. прилож.).

Структура основной массы микролитовая, микрофельзитовая, редко андезитовая и пилотакситовая. Основная масса состоит из микролитов полевого шпата, разложенного темноцветного минерала, кварца и вулканического стекла, превращенного в тонкий кварц-полевошпатовый агрегат. Промежутки их заполнены серицитом, карбонатом, хлоритом, эпидотом и гидроокислами железа. Основная масса составляет 50—60, редко 20—30% от общей массы породы.

Во вкрапленниках участвуют плагиоклаз, роговая обманка, биотит, калишпат, кварц. Преобладает плагиоклаз, который составляет 10—30, иногда до 45% от объема пород. Его зерна представлены удлиненными и короткопризматическими табличками и реликтовыми формами. Большинство зерен полностью серицитизировано и альбитизировано, иногда они замещены пелитовым веществом, эпидотом, карбонатом. Размеры их самые различные — от долей до 8,5—10 *мм* в поперечнике. По составу отвечают олигоклазу и олигоклаз-андезину.

Следующими распространенными минералами порфировых выделений пород горизонта являются роговая обманка и биотит (10—25%), которые в большинстве случаев опацитизированы и замещены хлоритом, эпидотом, реже карбонатом и рудной пылью. Характерно обесцвечивание их с образованием мусковитоподобного вещества. Роговая обманка встречается в ромбовидных, призматических, реликтовых формах зерен. По уцелевшим зернам устанавливается обыкно-

венная, иногда щелочная роговая обманка ($C : Ng = 15—21°$; $Ng = 1{,}65—1{,}67$, $Ng—Np = 0{,}016—0{,}021$; $2V = —73—80°$; 27—37% Fe^{++} (Mn, Ti). Очень редко встречаются радиально-лучистые амфиболы актинолитового ряда. Биотит представлен призматическими и шестиугольными формами зерен, по трещинам спайности которых развиваются клиновидные зерна сфена. Отдельные пластинки биотита сильно деформированы и полностью замещены рудным веществом. Их размеры — от долей до 1,5—2 *мм* в поперечнике и составляют они 10—12% от общей массы породы.

Калишпат редко встречается в неправильных таблитчатых формах зерен и составляет в породе несколько процентов; когда его количество достигает более 10%, порода приобретает трахидацито-андезитовый или трахидацитовый характер с трахитоидной структурой основной массы. Зерна калишпатов обычно пелитизированы и имеют простое, редко решетчатое двойниковое строение.

Кварц представлен ксеноморфными, округлыми, оплавленными, очень редко идиоморфными формами зерен, размерами от долей до 2—2,5 *мм* в поперечнике и составляет от 2—5 до 10% от общей массы породы.

Из акцессорных минералов встречаются единичные зерна апатита, циркона, сфена, магнетита, флюорита, рутила; из рудных — пирит (до 12%), халькопирит.

Среди вторичных минералов развиты серицит, хлорит, эпидот, карбонат, альбит, алунит, каолин.

В восточной части района в бассейне рек Ургаз, Шаугаз, Сарыташ, Кандыр, Гушсай и др. эффузивы порфирового горизонта акчинской свиты приобретают туфовый (кристаллокластические туфы) облик, а иногда игнимбритовый характер. Туфы андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов, вмещающие алунитовые кварциты месторождения Щенебек и правобережья р. Ургаз, представляют собой порфировую породу серого, темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком (шл. 519).

Разложенная микролитовая, гиалопилитовая и микрофельзитовая основная масса (50—65%) включает порфировые выделения плагиоклаза (20—25%), роговой обманки (до 6%), биотита (до 5%), кварца (3—4%), калишпата (1—3%). По химическому составу описываемые породы отвечают андезиту, но с пересыщенным глиноземом и преобладанием калия над натрием (рис. 6, пр. 68).

В верховьях р. Сарыташ отложения акчинской свиты преимущественно представлены серыми, сиреневыми, мелко- и среднеобломочными кристаллическими туфами андезито-дацитового и дацитового составов с прослоями туфопесчаников. Под микроскопом устанавливается четко выраженная кристаллокластическая структура. Микролитовая и фельзитоподобная основная масса (44—60%) состоит из плагиоклаза, кварца, калишпата, раскристаллизованного вулканического стекла рудной пыли и продуктов вторичного изменения (шл. 7927).

В обломках участвуют кластические зерна плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и калишпата. Плагиоклаз (30—38%) представлен катаклазированными таблитчатыми и угловатыми кристаллами размером 2—5 *мм* в поперечнике. Большинство кристаллов имеет двойниковое строение (простые, полисинтетические, зональные) и по составу отвечают андезину.

Роговая обманка образует опацитизированные неправильные и ромбовидные зерна, а биотит встречается в пластинчатых и чешуйча-

тых зернах размером до 1,5 *мм*. Роговая обманка и биотит составляют 6—9% объема пород.

Кварц (до 10%) присутствует в виде угловатых причудливых форм зерен, редко образует идиоморфные кристаллы. Размеры зерен от долей до 3 *мм*.

Калишпат представлен единичными неправильными и таблитчатыми зернами.

Из акцессорных минералов присутствуют призматические кристаллы апатита, циркона, клиновидный сфен, рутил, ксеноморфный магнетит.

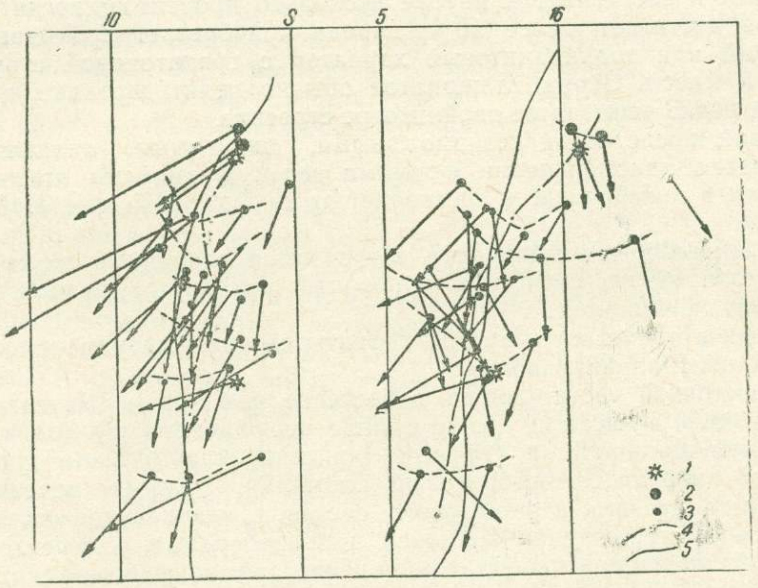


Рис. 6. Вариационная диаграмма химического состава вулканитов Алмалыкского района.

1—эффузивы минбулакской пачки; *2*—эффузивы жерловой фации минбулакской пачки; *3*—эффузивы акчинской свиты; *4*—вариационная линия химического состава эффузивов Алмалыкского района; *5*—вариационная линия средних типов эффузивов по Р. Дэли.

В породах развиты вторичные серицит, соссюрит, альбит, карбонаты, замещающие плагиоклазы, эпидот и хлорит по цветным минералам. Эти же вторичные минералы и кварц замещают цементирующую массу. В породе наблюдаются импрегнации тонкорассеянного пирита, составляющие 1—2%.

По химическому составу кристаллокластические туфы Сарыташа близки к андезиту и щелочному трахиту (рис. 6, пр. 25, 26, 27).

Туфы, вмещающие алунитовые залежи месторождения Гушсай, имеют серую, фиолетовую и сиреневую окраску и более рыхлые, чем туфы, слагающие басс. р. Сарыташ. В нижней части разреза встречаются отдельные пирокласты туфопесчаников, туффитов и плотных алевролитов коричневой окраски. По петрографическому составу описываемые туфы аналогичны туфам месторождения Щенебек и Сарыташсая, отличаются от них только флюидальной текстурой основной цементирующей массы и плохо выраженным игнимбритовым характером.

Игнимбритовые туфы алунитового месторождения Акташ (хр. Каржантау) характеризуются плитчатым строением, отсутствием слоисто-

сти, андезито-дацитовым и дацитовым составом, наличием темно-серых, черных обломков вулканического стекла и пиритизированного порфирита. Обломки размером до 2—3 *см* в диаметре иногда ориентированы по флюидальности цементирующей тонкозернистой массы.

В шлифах из этих пород можно различать кристаллокластические и литокластические туфы андезито-дацитового и дацитового составов. В них часты раздробленные фенокристаллы плагиоклаза (25—30%), роговой обманки, биотита (2—3%) и обломки вулканического стекла и порфиритов, сцементированные микролитовой и фельзитовидной основной массой (42—53%).

Кристаллокластические туфы, обнажающиеся по Акчасаю, отличаются хорошо выраженной столбчатой отдельностью, а в Шавассае они обладают туфобрекчиевой текстурой с обломками темных вулканических стекол и порфиритов. Туфы по Акчасаю и Шавассаю имеют серую, сиреневую, иногда бордовую окраски. Плотная микролитовая цементирующая основная масса (25—52%) включает обломки серицитизированных плагиоклазов (30—37%) олигоклаз-андезинового состава, вытянутых и ромбовидных опацитизированных роговых обманок (до 0,6×0,5 *мм*), призматических и чешуйчатых биотитов (6—15%), причудливых и округлых кварцев (5,5—12%) размером до 3,0 *мм* в поперечнике. Из акцессорных минералов встречены апатит, циркон, магнетит и клиновидный сфен в биотитах. Часты тонкие вкрапления пирита (шл. 8007). Химически описываемые эффузивные туфы охарактеризованы тремя анализами (пр. 6, 30, 47). Состав пробы № 6 близок к трахиандезиту с повышенным содержанием фемических компонентов и коэффициентов известковистости и пониженной щелочностью. Проба № 30 близка по составу к дациту и отличается от него меньшим содержанием фемических компонентов и незначительно пониженной щелочностью с преобладанием калия над натрием. Проба № 47 из Акчасая соответствует андезиту, характеризуется увеличенным содержанием фемических компонентов и резко пониженной известковитостью.

При сравнении вышеописанных алунито-вмещающих эффузивов (Центрального блока Алмалыкского района, Шенебека, Шаугазсая, Сарыташсая, Гушсая и Акташа хр. Каржантау) с эффузивными туфами акчинской свиты по Акчасаю и Шавассаю выявлено сходство минералогического состава комплекса минералов основной массы, фенокристаллов, акцессориев, вторичных изменений. Наблюдается аналогия и в их структурно-текстурных особенностях.

Алунитовмещающие эффузивы андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов характеризуются увеличенной удельной пирокластичностью по сравнению с эффузивами как минбулакской свиты, так и порфиритового горизонта акчинской свиты. Характерной особенностью вышеописанных кристаллокластических и литокристаллокластических туфов является одновременное присутствие раздробленных остроугольных неразрушенных кристаллов.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПОСТИНВЕРСИОННЫЙ КОМПЛЕКС (АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ И ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИИ)

Данный комплекс вулканогенно-осадочных пород расчленен на 5 свит: надакскую, оясайскую, шурабсайскую, равашскую и кызылнуринскую. Все эти свиты в свое время были выделены Н. П. Васильковским (1952), только надакская была включена позже. В настоящее

время многие геологи ставят под сомнение наличие оясайской свиты, к которой раньше ошибочно относили породы кызылнуринской или равашской свит.

Надакская свита как осадочно-эффузивная впервые была выделена З. П. Артемовой (1959). Название свиты заимствовано у А. С. Аделунга (1937), подразумевавшего под ним конгломератовую толщу в верховьях Надаксая.

Кроме З. П. Артемовой, Б. И. Сигалов, Л. Г. Лунина, Д. П. Ляшкевич, Р. А. Садыков, А. Р. Ярмухамедов и др. также считают необходимым выделять надакскую свиту и присоединяют к ней значительную часть эффузивов, относимых ранее к акчинской свите. Отложения надакской свиты выявлены на многих площадях Кураминских гор, в Чаткальском хребте и в хр. Каржантау.

Возраст надакской свиты определен по флористическим остаткам как верхнебашкирский — московский ярусы среднего карбона (Сикстель, 1965).

В Алмалыкском районе породы свиты сохранились в виде небольших выходов на водоразделах Алмалык — Каульды, Каульды — Кызата, Кызата — Ташкутан, Кандыр — Сарыташ и др. (рис. 7).

Общая площадь отложений свиты в районе составляет около 10 *км*^{2}. Свита наиболее полно представлена по Чукуртойпансаю (Арапов, 1960) и Кызатасаю общей мощностью 233—410 *м*. К востоку мощность свиты резко сокращается до 100—120 *м* в связи с выпадением осадочных пачек.

Другие выходы описываемой свиты представлены неполным и несколько отличным разрезом. В основном, они отличаются большим участием осадочных пород, наличем базальных слоев, залегающих на размытой поверхности минбулакской, акчинской свит, на известняках нижнего карбона.

И. Б. Федорова и др. (1964) выделяют в свите два горизонта: песчано-конгломератовый и дацитовый.

Песчано-конгломератовый горизонт в пределах Алмалыкского района представлен пачкой песчаников и конгломератов, состоящих в основном, из продуктов разрушения пород нижнего структурного яруса.

Если в западной части мощность горизонта колеблется в пределах 14—50 *м* (Чукуртойпансай, Каульдысай), то на востоке в районе г. Миндженлки она составляет 60 *м*. Небольшие останцы песчаников этой свиты встречаются на месторождении Кандырсай и лежат на гранитоидах, вмещающих оруденение. Одновременно меняется и состав галек. На востоке в конгломератах часты гальки кварцевых порфиров, которые нередко занимают 50—60% объема породы.

Дацитовый горизонт перекрывают конгломераты нижнего горизонта и представлен туфами дацитовых порфиров в нижней части и лавами того же состава в верхней. Наибольшей мощности они достигают по Чукуртойпансаю. Нередко породы имеют рыхлое строение, зеленовато-серый, серый, краснобурый цвет. Для них характерны кирпично-красные кристаллы полевого шпата размером 1—6 *мм*, темноцветных минералов и кварца.

Структура основной массы витрофировая, криптовитрокластическая и микрофельзитовая. Во вкрапленниках преобладают плагиоклаз, олигоклаз, андезин.

В меньшем количестве встречаются фенокристаллы кварца, биотита, амфибола и калишпата. Плагиоклазы часто серицитизированы, изредка замещаются эпидотом. Темноцветные минералы замещены эпидотом, хлоритом, карбонатом и опацитизированы. В реликтах ам-

фибола диагносцируется базальтическая роговая обманка. Акцессорные представлены цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном, встречается пирит. Мощность горизонта от 80 до 180 *м*.

Оясайская свита впервые выделена Н. П. Васильковским в 1941 г. в горах Каржантау. Сложена снизу туфогенно-осадочными образованиями, сверху кислыми эффузивами (фельзитами, фельзитовыми и липаритовыми порфирами, их туфами, туфолавами и игнимбритами) с резко выраженной флюидальностью и сферолитами. Мощность свиты колеблется в широких пределах: 600—700 *м* в басс. р. Аксагата; 2000—2500 *м* в Шавассае, Алатаньге и др., 1500 — в горном массиве Акшуран.

Возраст оясайской свиты большинство исследователей (Васильковский, 1962, Кушнарев, 1958, Арапов, 1962 и др.) датируют как верхнекарбоновый. Позднее Н. П. Васильковский (1956), на основании возрастных взаимоотношений данной свиты со швагериновым горизонтом в сел. Гава определял ее возраст как C_3—P_1.

В 1961 г. из Гаухансая среди растительных остатков Л. Н. Савченко определил единичные Cordaicerpus sp., обрывки Cordaites sp., отвечающие возрасту от C_3 до P_2 включительно.

Из песчанисто-известковистой пачки оясайской свиты, обнажающейся на южном склоне Кураминского хребта, В. Ф. Базиль (1965) собрал остатки флоры, среди которых Т. А. Сикстель определила Angaridium sp; A. potanni (Schloth) Zal; Datoxylon sp; Calamites sp. и др.

М. А. Шишкин установил челюсти стегоцефала из рода Zegospondyli, а О. И. Сергунькова — Esteriacf. ortoniclarke.

Аналогичный комплекс органических остатков, как полагают исследователи, встречается в пермокарбоновых отложениях Казахстана, Алтая, Калбинского хребта. В. Ф. Базиль, проводивший стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских эффузивов Восточного Карамазара, также считает возможным выделить оясайскую свиту, отнеся ее к C_3—P_1.

Несмотря на указанные сведения, стратиграфическое положение кислых эффузивов, относимых к оясайской свите, вызывает большое сомнение. Во-первых, как уже отмечалось, липаритовая формация, распространенная на правобережье р. Ахангаран, по данным В. Т. Юдина, оказалась не верхнекарбоновой, а более молодой. Во-вторых, в районе сел. Гава швагериновые слои подстилают кислые эффузивы, следовательно, последние не могут быть древнее нижней перми. Кроме того, возраст растительных остатков, собранных непосредственно из отложений свиты, показывает большой разброс возрастного предела осадков (на рис. 4 вулканиты данной свиты выделены как слой № 36, завершающий разрез андезито-дацитовой формации).

Таким образом, к верхнему карбону, включая конец среднего карбона, бесспорно можно отнести андезито-дацитовую формацию, т. е. надакскую свиту, содержащую в основании кандырсайскую флору.

Для базальных конгломератов этой свиты характерно наличие галек вторичных кварцитов, наряду с гальками всех пород средне- и нижнепалеозойских ярусов (рис. 4, слой 27).

Попутно следует отметить, что нередко породы надакской свиты ошибочно относят к шурабсайской. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Ниже мы приводим характеристику шурабсайской свиты по общепринятой схеме.

Шурабсайская свита также впервые выделена Н. П. Васильковским в хр. Каржантау по р. Шурабсай, а позднее в юго-западных отрогах Чаткальского хребта (рис. 4, слой 39—41).

Отложения свиты залегают с резким угловым несогласием на породах различного состава и возраста, начиная от карбонатных отложений и кончая верхнекарбоновыми вулканогенными. Обычно в основании свиты имеются базальные слои, которые сложены туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфогенно-осадочными образованиями (глинистые сланцы, известняки и т. д.). Выше залегают вулканиты среднего — кислого составов с преобладанием первого. Наиболее полные разрезы известны в хр. Каржантау (1700 *м*), по р. Гава (2250 *м*), в юго-западной части Чаткальского хребта (басс. рек Аксагата, Паркент, Заркент, Карабау и др.) мощностью 2000 *м*.

Отложения свиты (до 1700 *м*) также развиты в Кураминском хребте (басс. рек Уткемту, Долоны, Джидалисай, гора Ташкескен, Товак, Чаркасарсай, в Чадакском и Алмалыкском районах). Сводный разрез свиты в Кураме имеет трехчленное строение.

Многочисленные органические остатки собраны Н. П. Васильковским, И. П. Кушнаревым, А. П. Агафоновым, Ю. М. Кузичкиной, Б. Ф. Базиль и др. в западной части Чаткальского хребта (р. Карабау, Паркент), на оз. Кугала, в басс. рек Гава и Кассан, в Чадакском и Карамазарском районах. По определению Т. А. Сикстель, А. И. Савицкой, Ю. М. Кузичкиной и др. большинство собранных органических остатков характерно для нижней перми.

Возраст свиты в Кураминском хребте на основании органических остатков, собранных В. А. Араповым и В. Ф. Базиль, определяется тоже как нижняя пермь.

Субвулканические аналоги свиты, по данным В. Ф. Викторова, Ю. С. Шихина, Е. Д. Карповой и др. известны в районах Такели, Чадак, Алмалык, Адрасман, в междуречье Ишум и Пазмак, в Аюлысае, в Кушайнакской депрессии. Они представлены штокообразными и дайкообразными телами овальной формы размером до 1 *км* в диаметре.

Равашская свита впервые выделена Н. П. Васильковским и З. П. Артемовой (1942) в западной части Чаткальского хребта в области вершины Раваш (1000 *м*) в пределах Кураминского хребта. Отложения свиты развиты в междуречье Карамазар и Долоны, в горах Ташкескен (1000—1300 *м*) и в басс. р. Чадак. Возраст ее условно определяется как верхняя пермь на основании ее несогласного налегания на шурабсайскую свиту и перекрытия отложениями кызылнуринской (слой 43—44, рис. 4). Наиболее полный разрез свиты представлен в окрестностях плато Актахта, где он сложен туфогенными песчаниками, пепловыми туфами, вулканическими брекчиями, порфиритами, конгломератами, туфами фельзитовых и липаритовых порфиров, лавобрекчиями и т. д. Отложения свиты характеризуются ясно выраженной слоистостью.

Равашскую свиту, выделенную Н. П. Васильковским южнее Карабузукского разлома, И. П. Кушнарев и А. Б. Каждан (1958) считают несамостоятельной и относят ее к шурабсайской.

На южном склоне Кураминского хребта отложения данной свиты В. Ф. Базиль (1955) подразделяет на две пачки: песчано-углистую (20—50 *м*) и липаритовую (250—300 *м*). Флора, собранная из песчано-углистой пачки Т. А. Сикстель, Ю. К. Ляшенко, В. Ф. Базиль, М. Х. Кадыровым и др., по заключению Т. А. Сикстель характерна для средней части перми. Следовательно, покрывающая эту пачку липаритовая пачка относится к верхней перми.

Субвулканические аналоги равашской свиты известны в районах Чадака и Алмалыка. В Алмалыкском районе субвулканические образования, отличающиеся от субвулканических аналогов более древних свит повышенной основностью (диоритовые порфириты, тонолиты), В. Ф. Викторов отнес к аналогам равашской свиты. Действительно, указанные субвулканические тела резко отличаются по составу от эффузивов более ранних свит, имеющих широкое распространение в Алмалыкском районе.

Одно из субвулканических тел подобного состава обнажается в устье р. Каульды при впадении ее в р. Кызата. Этот субвулкан прорывает массив сиенито-диоритов (C_2) и гранодиорит-порфиров (P_1). Ксенолиты сиенито-диоритов в диоритовых порфиритах, в результате переработки, имеют различный состав и структуру: от среднезернистых кварцевых сиенитов до крупнокристаллических кварц-палевошпатовых пегматоидных пород.

Дайковые образования, синхронные с равашской свитой (см. главу IV), имеют аналогичный состав и пересекают дайки более ранних этапов гранитоид-порфирового комплекса. Все это подтверждает правильность отнесения данных субэффузивных тел к верхней перми.

Кызылнуринская свита выделена в 1939 г. Е. А. Кочневым в горах Кызылнура (слой 46, рис. 4). Свита имеет постоянный состав как по разрезу, так и по простиранию. Она сложена кварцевыми порфирами, флюидальными фельзит-порфирами, их туфами, туфолавами, туфобрекчиями, окрашенными в розовые и буровато-красные тона. Мощность свиты в горах Кызылнура 60—1000 *м*. Аналогичные породы имеются в басс. рек Аксагата, Акбулак, Карабау, Дукент (400 *м*), Камчик (300 *м*), Чадак и Актепе (800—1000 *м*), на южном склоне Кураминского хребта (восточнее горы Ташкескен, плато Товак, Дрешсай. и др.).

В основании кварцевых порфиров кызылнуринской свиты на границе с «жерловым» горизонтом равашской свиты на горе Ташкескен приурочены выходы обсидианов мощностью 10—15 *м* и протяженностью 300—350 *м*. Они впервые были описаны Б. Н. Наследовым, И. А. Островским (1935) и др.

Ранее возраст свиты предположительно считался верхнепермским и нижнетриасовым (Васильковский, 1952; Кушнарев и Каждан, 1958). Т. А. Сикстель (1960) в толще песчаников и конгломератов из притока р. Башкызылсай собрала отпечатки стволов и цветков цикадофитов, а также облистованные побеги древних хвойных, которые являются общими с раннетриасовой флорой из Южной Ферганы и нижнетриасовой из Гиссара. На этом основании возраст Кызылнуринской свиты считается нижнетриасовым.

Интрузивные аналоги свиты установлены в массивах Кызылнура, Самгар, Наугарзан и др. Они представлены различными по величине лакколитами, штоками, дайкообразными телами, реже образуют некки. Последние чаще ассоциируются с покровными фациями. По составу они в основном отвечают гранит-порфирам, развивающимся в центральной, липаритовым и кварцевым порфирам — в периферической частях массивов.

Детальные исследования показали, что в кызылнуринской свите преобладают экструзивные фации. Кроме того, возраст свиты представляется более древним, чем нижний триас, о чем свидетельствует наличие послекызылнуринских интрузий и некоторые данные об абсолютном возрасте. Многие геологи полагают, что герцинский магма-

тизм в Кураме заканчивается верхней пермью, также как и в других структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня (Н. П. Лаверов и др., 1964; В. Т. Юдин 1966 и др.).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА

Первые сведения об общих чертах тектонического строения Алмалыкского рудного района приводятся в работе К. Н. Вендланда (1937), где использованы региональные исследования Б. Н. Наследова, В. И. Попова и собранные им данные по району. К. Н. Вендланд выделял разрывные нарушения: продольные к складкам и секущие. А. В. Королев (1939) подчеркивал решающее значение субширотного антиклинория неокаледонского возраста в развитии более поздних складок.

Северное крыло антиклинория, где располагается Алмалыкский рудный район, осложнено относительно мелкими брахискладками также субширотного простирания. А. В. Королев особо выделил Алмалыкский и Накпайский разломы, с которыми связаны, по его мнению, медное и другое оруденения Алмалыкского рудного поля. Наличие указанных разломов поздние исследования не подтвердили.

Характеристика тектонического строения района приводится в работах многих исследователей: В. Б. Мещерякова (1958, 1959), И. Б. Федорова, Ю. С. Шихин, Ж. Н. Кузнецов, В. А. Арапов (1965), М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Р. А. Мусин, Д. Х. Якубов (1963—1966), И. А. Айзенштат, В. И. Айзенштат, В. Г. Гарьковец, Н. В. Вольфсон, А. Г. Хваловский и др. Некоторые из указанных авторов делали попытки выделить в районе глубинные разломы (И. Б. Федорова, Н. Б. Вольфсон, Н. И. Джантуганов, 1968).

Однако приводимые ими критерии (зоны трещиноватости, изменения пород, линии выходов интрузивных тел, даек, ксенолитов, месторождений) явно недостаточны. Они несравнимы с известными в Тянь-Шане крупными (глубинными) разломами, известными из работ В. А. Николаева, С. М. Клунникова, Б. Н. Наследова, В. И. Попова (1938, и др.), Н. М. Синицина, В. Н. Огнева, И. Е. Губина, А. В. Пейве, Б. А. Петрушевского, М. М. Кухтикова, Д. П. Резвого, Е. И. Зубцова, О. М. Борисова, Д. Х. Якубова.

В связи со многими специфическими особенностями развития выявление глубинных разломов представляет большие трудности. Они устанавливаются на поверхности по совокупности разнообразных факторов: палеогеографических, структурно-геологических, стратиграфических и других, которые как бы трассируют основное направление шва разлома (табл. 1).

Интрузии и разнообразная минерализация в районе действительно тяготеют к разломам, контролирующим пограничные зоны относительно мелких поднятий и депрессий, тогда как глубинные разломы обычно определяют контуры и границы крупных структурных единиц, например, отделяют Срединный Тянь-Шань от Южного и т. п.

Мы совместно с М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым, Д. Х. Якубовым (1964, 1966) попытались восстановить тектонику герцинских сооружений юго-западной части Кураминского хребта, в том числе Алмалыкского рудного поля, на основании истории поднятий и опусканий, выявленных при изучении структурных ярусов и составлении структурных карт (рис. 7, 8).

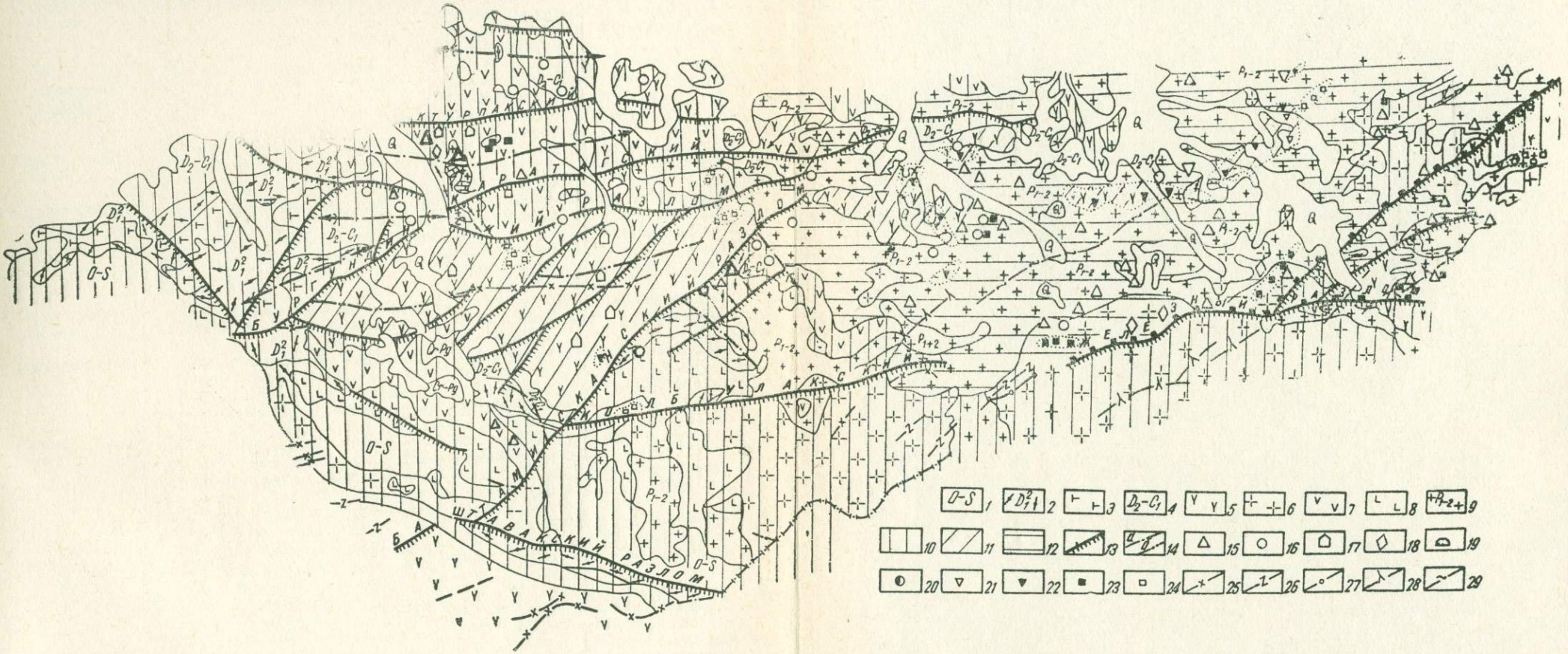


Рис. 7. Схема геологического строения и размещения интрузивных комплексов Алмалыкского района в междуречье Каракия — Кандыр. Составлено с использованием данных Алмалыкской ГРЭ и Дж. Матчанова.

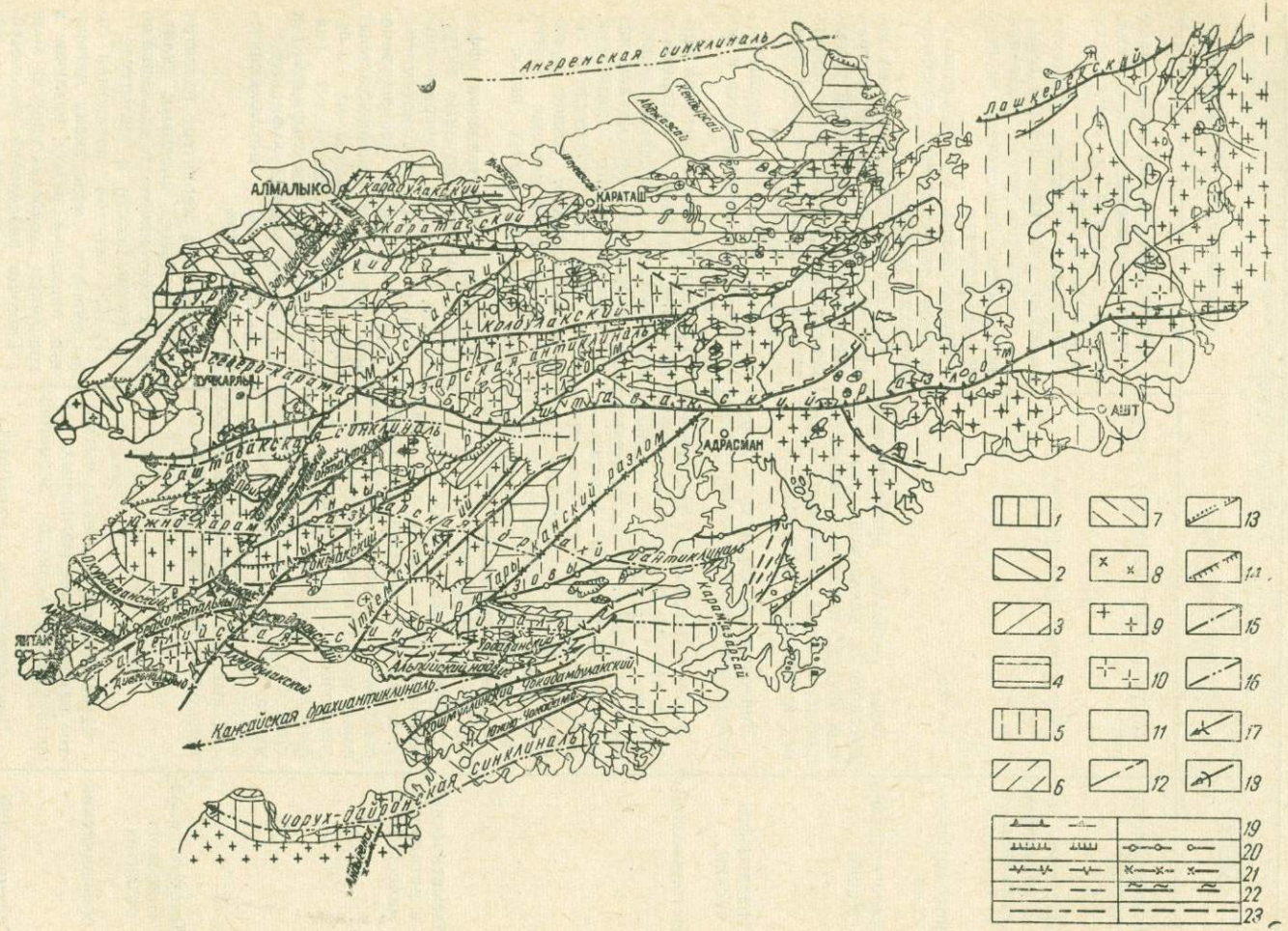
1—метаморфические сланцы (*o—s*); *2*—андезитовые порфириты, кварцевые порфиры (игнимбриты) и туфы андезито-дацитов ($Д_1$); *3*—кварцевые монцониты ($Д_1-Д_3$); *4*—карбонатные отложения ($Д_1-C_1$); *5*—осадочно-вулканогенные отложения (C_1-C_2); *6*—гранодиориты (C_2^1); *7*—сенито-диориты Алмалыка (C_2^1); *8*—аляскиты; *9*—гранодиорит-порфиры (P_1-P_2); *10*—зоны поднятия; *11*—депрессивные зоны; *12*—зоны с нечетко выраженными тектоническими особенностями; *13*—разломы; *14*—складчаты структуры (*a*—оси антиклиналей. *б*—синклиналей). Месторождения и рудопроявления: *15*—медь; *16*—свинец и цинк, *17*—золото; *18*—молибден; *19*—фтор; *20*—висмут; *21*—бирюза; *22*—алунит; *23*—гематит; *24*—зоны пиритизации. Дайки: *25*—сиенито-диорит-порфиры; *26*—днабазовые порфириты; *27*—гранит-порфиры; *28*—сферолитовы микрогранит—порфиры и фельзит порфиры; *29*—кварцевые диорит-порфиры.

Зак. 97

Таблица 1

Признаки наличия скрытого глубинного разлома (составлено О. М. Борисовым, Р. А. Мусиным, Д. Х. Якубовым с использованием определений Д. В. Наливкина, В. Е. Хаина, А. В. Пейве, Г. П. Воларовича, В. В. Хоментовского)

Признак	Характерная форма проявления	
	вдоль зоны разлома	перпендикулярно к зоне разлома
Геоморфологический	Борта депрессии, иногда русла рек	Поперечные, резко выраженные уступы в депрессиях и поднятиях, резкие повороты и погружения осей водоразделов.
Новейшие и современные движения	Аналогично предыдущему	Различная скорость движения смежных участков земной коры, что выявляется путем сравнения нивелировок, проведенных за последнее столетие.
Гипсометрический	То же	Расположение одновозрастных осадков на различных гипсометрических уровнях
Палеогеографический	Зона развития приразломных прогибов и накопления терригенных фаций; появление барьерных рифов, брекчий, подводных оползней и береговых обвалов	Граница резких фациальных изменений и мощностей или быстрая смена морских отложений континентальными; смена зоны интенсивных погружений зонами относительных поднятий
Стратиграфический	Линзовидный характер отложений, наличие локальных перерывов	Граница переходов сокращенного литологического разреза к более полному
Тектонический	Зоны интенсивной трещиноватости, смятия, разлинзования (будинажа), дробления; надвиги, сбросы, взбросы, а также мелкие складки длительного формирования; горизонтальные флексуры, складки срыва и облекания, брахиформные складки, которые иногда располагаются кулисообразно; характерно развитие вытянутых горстов и грабенов	Граница резкого изменения простираний складок и разломов и интенсивности складчатых движений; ундуляция осей складок или их периклинального замыкания, место торцовых притыканий локальных разломов, резкое сужение одних и расширение других структурно-фациальных полос в плане
Магматический и металлогенический	Линейное или узловое расположение штоков, некков, даек, жил, а также ориентировка минералов, шлиров, ксенолитов, гибридных пород и зон минерализаций, метаморфических пород (гнейсы, амфиболиты, зеленые сланцы, роговики и т. п.) и продуктов вулканизма. Линейные зоны развития офиалитовых поясов, ультрабазитов, выходов кимберитов, крупных единичных даек, или их серий	Граница распространения эффузивных покровов, крупных интрузивных тел и зон минерализаций (обычно средне- и низкотемпературных). Граница распространения морских и континентальных глиноземистых осадков, их аналогов. Граница сиалических (малосульфидных, безсульфидных) и фемических (многосульфидных, халькофильных) металлогенических провинций
История геологического развития		Различие в характере развития колебательных, волновых, складчатых тектонических движений по их интенсивности и амплитуде.
Геофизический	Цепочное или линейно вытянутое расположение магнитных, гравитационных и других аномалий.	Резкий переход изоаномал силы тяжести, смена знака магнитных аномалий, резкое различие в граничных скоростях упругих волн
Сейсмический	Приуроченность некоторых крупных и более мелких землетрясений к поясу нарушений, причем в самой зоне эпицентры располагаются на небольшой глубине	Граница разделения высокосейсмических областей и менее сейсмичных


Ангренская синклиналь
Лашкерекский
АЛМАЛЫК
КАРАТАШ
Карабулакский
Каратасский
Колдуланский
Западная антиклиналь
Таласская синклиналь
Восточная антиклиналь
Адрасманский разлом
Каратавская
Аштская
АДРАСМАН
Кансайская брахиантиклиналь
Чорух-Дайронская синклиналь
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

Главная особенность геологического строения Алмалыкского рудного района — сложная глыбовая мозаика, обусловленная позднегерцинскими и альпийскими тектоническими движениями, затруднившими выявление основных складчатых и разрывных герцинских структур. Вероятно поэтому длительное время бытовало представление об их северо-восточном простирании.

Лишь в последние годы появились мнения о наличии субширотных структур в пределах юго-западного Карамазара (В. Б. Мещерякова, В. Н. Левина, А. Ф. Уткина, В. Ф. Базиль, В. В. Сергеева, Ж. Н. Кузнецов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Р. А. Мусин, Д. Х. Якубов и др.).

В пределах Карамазара выделяется три структурных этажа, отвечающих трем циклам: каледонскому, герцинскому и альпийскому. В палеозойских циклах по ритмическому характеру формирования осадков устанавливается 7 ярусов: $Д_1$; $Д_2$—$Д_3$; C_1—C_2^1; C_2^2;—C_3^1; C_3^2—P_1. Однако наиболее четко выражены лишь два. Первый из них сложен отложениями P_{z_1} — $C_2^{в1}$, второй $C_2^{в2}$—T_1?. На границу этих двух ярусов приходится период максимальной инверсии, при которой морской режим повсеместно сменяется континентальным, завершаются наиболее мощные складкообразовательные процессы, сменяющиеся формированием крупных батолитовых интрузий. На поверхности нижнего структурного яруса сосредоточены главнейшие эндогенные и экзогенные месторождения.

Методом построения структурных ярусов удалось решить спорный вопрос о главнейших направлениях тектонических элементов, среди которых преобладают субширотные.

Складчатые структуры

В вопросе о характере складкообразовательных движений Кураминского хребта в настоящее время не существует единого мнения. Одни исследователи (Ф. Ш. Раджабов, 1955; Н. П. Васильковский, 1952; И. П. Кушчарев и др.) полагают, что складкообразование в районе возникло в основном в результате кратковременных каледонских и варисских движений. Возникновение складок рассматривалось ими как процесс прерывистый. Каждой фазе соответствовала своя складчатая структура того или иного порядка. Осадки девона и нижнего — среднего карбона, по данным этих исследователей, собраны в складки в средне- и верхнекарбоновое время.

Другие исследователи возникновения складчатой структуры Кураминского хребта рассматривают как длительный процесс и считают, что ее основные элементы, возникшие к началу девона, остались до конца палеозоя (А. С. Аделунг, 1958).

Рис. 8. Схема тектонического строения палеозоя юго-западной части Кураминского хребта.

Структурные ярусы: *1*—ордовик-нижнесилурийский; *2*—верхнесилурийско-нижнедевонский; *3*—средне-верхнедевонский; *4*—нижне-среднекарбоновый; *5*—средне-верхнекарбоновый; *6*—нижнепермский; *7*—верхнепермо-нижнетриасовый.

Комплексы интрузивных пород: *8*—сиенито-диоритовый (S_1—Д?); *9*—габбро-гранодиоритовый (C_1); *10*—гранитоидный (C_2—C_3^2); *11*—комплекс малых порфировых интрузий (P_1).

Типы несогласий: *12*—скрытое; *13*—угловое; *14*—азимутальное и угловое.

Складки: *15*—оси антиклинальных структур; *16*—оси синклинальных структур; *17*—направление погружения антиклинальных складок; *18*—направление погружения синклинальных складок.

Разрывные нарушения (*а*—продольные, *б*—поперечные): *19*—III порядка; *20*—IV порядка; *21*—V порядка; *22*—VI порядка, *23*—VII порядка.

Анализ геологического материала позволяет, однако, истолковывать образование структур как непрерывно-прерывистый процесс и рассматривать тектонические фазы как эпохи лишь наибольших тектонических напряжений. Прерывистость развития складчатости выражается в ритмичной смене периодов нисходящих движений восходящими, усложняющими первоначальные простые структуры. Так, в нижнем палеозое, по-видимому, весь юго-западный Карамазар представлял собой крупное слабодифференцированное поднятие широтного простирания, которое мы будем именовать Карамазарским. По его северной (Алмалык), западной (Калканата) и южной (Северный Моголтау) окраинам проходил широкий и глубокий прогиб, явившийся местом накопления терригенных и осадочно-вулканогенных толщ силура и нижнего девона.

Со среднего девона это поднятие стало дифференцироваться на ряд субширотных брахискладок, в которых накапливались преимущественно терригенно-вулканогенные комплексы среднего и верхнего палеозоя. В брахиантиклиналях эти породы не сохранились и поэтому мощность и характер их распространения установить сейчас трудно. Однако выявлено, что наибольшие мощности накапливались по внешним контурам нижнепалеозойского Карамазарского поднятия.

Наличие отдельных субширотных структур III и IV порядков в юго-западном Карамазаре отражено на тектонической схеме В. Б. Мещеряковой (1956, 1958), В. Н. Левина (1955, 1956) и А. Ф. Уткина (1955) и геологической схеме В. Ф. Базиля и В. В. Сергеева (1961). Для Алмалыкского рудного поля фрагменты субширотных структур IV порядка намечены Ж. Н. Кузнецовым (1957).

В Карамазаре в области распространения палеозойских отложений можно выделить Кансайскую, Южно-Карамазарскую, Северо-Карамазарскую брахиантиклинали и Чорухдайронскую, Такелийскую, Баштавакскую, Ангренскую синклинали (рис. 8).

Алмалыкский район находится в пределах Северо-Карамазарской брахиантиклинали и Ангренской синклинали. Надо полагать, это эти структуры и определяют контуры Алмалыкского рудного района. Этот вопрос является важным в связи с тем, что среди геологов еще нет единого мнения о реальных геологических границах Алмалыкского рудного района. Под этим понятием обычно подразумевается северный склон Кураминского хребта, совпадающий на юге с административной границей Узбекистана и Таджикистана.

Северо-Карамазарская брахиантиклиналь на юге ограничена Баштавакским разломом, а на севере Ангренской синклиналью. Осевая плоскость складки при субширотном простирании к югу выпуклая; длина ее 50 км, ширина в срединной части до 20 *км*.

Ось брахискладки погружается под отложения четвертого яруса. Ядро сложено отложениями первого яруса и гранитоидным комплексом раннего этапа, а крылья — более молодыми образованиями второго, пятого структурных ярусов и габбро-сиенитовым комплексом C_{1-2}. Северное крыло брахисинклинали имеет пологое (10—20°) падение и плавно переходит в Ангренскую синклиналь, а южное падает под углом 35—45° и оборвано Баштавакским разломом. Оно осложнено рядом складок последующих порядков.

Ангренская синклиналь также имеет широтное направление. Большая часть складки погребена под молодые осадки депрессии и лишь часть южного крыла доступна наблюдению. Она оборвана разломом.

В целом для района намечается следующая закономерность.

1. Все складчатые структуры III порядка имеют широтное и субширотное простирание.

2. Северная и западная части района наиболее приподняты и глубоко эродированы по сравнению с восточной и южной. На севере и востоке отложения молодых (шестого и седьмого) ярусов отсутствуют. Эти части района претерпели значительные складчатые и разрывные деформации.

3. Брахиантиклинальные структуры асимметричны. Ширина их составляет 6—20 *км*, длина 30, редко 50 *км*. Южные крылья крутые (35—45°) и сопровождаются продольными разломами III и более мелкого порядков. Северные крылья пологи (10—25°), но сильно осложнены наложенной тектоникой.

4. По продольным разрывным нарушениям на границе палеозойских и мезо-кайнозойских пород палеозойские отложения надвинуты и на мел-палеогеновые. При этом разрывные нарушения, падая навстречу друг другу (Северный разлом Алмалыкского района — к югу, а Южный альпийский надвиг Окуртауской гряды — к северу), образуют мощную грабен-антиклиналь Кураминских гор.

5. Все перечисленные синклинальные складки имеют широтное простирание, длину до 60 *км*, ширину — от 4 до 8 *км*. В периклинальных частях они резко расширяются и, огибая брахиантиклинали, сочленяются с другими смежными синклиналями.

6. Антиклинали, как правило, сложены породами первых ярусов и прорваны гранитоидами нижнего и среднего карбона. В строении синклиналей принимают участие также карбоновые и пермские отложения. В большинстве случаев интрузивные тела в синклинальных прогибах или отсутствуют, или приурочены к их периклинальным частям.

7. Дальнейшее усложнение складчатых структур происходило в карбоновое время, в связи с чем в пределах складок III порядка возникли синклинальные и антиклинальные складки IV порядка. Это довольно пологие структуры небольшой ширины (300—800 *м*), но большого протяжения (до 10 *км*).

В пермо-нижнетриасовое время в связи с большой консолидацией складчатые деформации выражены весьма слабо и выявляют тесную связь с блоковыми подвижками. В частности, преобладание северо-восточных разломов и дифференцированных движений по ним создало в толще вулканогенных пород верхнего палеозоя слабо выраженные брахискладки тех же простираний.

Складки Алмалыкского района являются частью складчатых сооружений Кураминского хребта.

Алмалыкское рудное поле, как выше было отмечено, располагается на северном крыле Северо-Карамазарской брахиантиклинали и южном крыле Ангренской синклинали (рис. 7).

С юга на север в описываемом участке северного крыла Северо-Карамазарской брахиантиклинали намечаются структуры IV порядка (Северо-Колбулакская и Калмаккырская антиклинали и Центральная синклиналь); V порядка (Южно-Каратагатинская, Щенибекская, Южно-Ширабадская антиклинали, Балыкты-Чекинская синклиналь); VI порядка, преимущественно северо-западного до меридионального простирания (Катрангинская, Мисканская, Сары-Чекинская и группа Центральных синклиналей). Каждая последующая группа структур развивается на базе и фоне предыдущей. Необходимо подчеркнуть, что структуры IV, V, VI порядков, как и вышеописанные III порядка, выделены на основе учета участков прогибаний и поднятий, которые выявляются с помощью структурных ярусов и подъярусов. Поэтому предлагаемая схема требует дальнейших уточнений.

Калмаккырская антиклиналь IV порядка расположена на южном крыле Ангренской синклинали III порядка и прослеживается на расстоянии 14 *км*. На западе она погружается под долину р. Каракия, а на востоке Саукбулак. Ширина антиклинали 9 *км*. На ее северном крыле имеется небольшое Южно-Ширабадское поднятие V порядка. На южном крыле антиклиналь обрезана Бургундинским разломом, в западной периклинальной части осложнена складками V порядка: Балыкты-Чекинской брахиантиклиналью, сложенной отложениями третьего яруса, и Южно-Каратагинской, сложенной отложениями первого яруса.

Центральная синклиналь IV порядка на севере ограничена Бургундинским разломом, на юго-востоке — Мисканским и по существу представляет собой синклиналь (грабен-депрессию) клинообразной формы. Сложена она породами четвертого и пятого, частично шестого ярусов. В южной части синклинали имеются отдельные обнажения пород третьего яруса. В пределах синклинали выделены Катрангинская антиклиналь и группа синклиналей V порядка северо-западного простирания, сложенных самыми молодыми отложениями — породами пятого яруса. Они обнажены в центральной части грабен-синклинали между реками Алмалык и Кызата.

Северо-Колбулакская антиклиналь (ее ось проходит севернее Колбулакского разлома) сложена породами первого яруса. На ее северном крыле четко выделяются две грабен-синклинали север-северо-западного простирания VI порядка, состоящие из отложений третьего яруса и названные нами Мисканской и Сары-Чекинской.

Таким образом, в развитии данной части Карамазара намечается усложнение структурного плана во времени. Если к концу каледонского цикла на данном месте существовала крупная брахиантиклиналь II порядка, то уже к середине герцинского цикла (в карбоне) на ее теле были созданы брахиантиклинали и синклинали III порядка, в том числе Северо-Карамазарская. На них, в свою очередь, возникали синклинали и антиклинали IV порядка, формирование которых, вероятно, происходило по принципу гравитационного тектогенеза. Возникновение складок V и VI порядков обусловлено блоковыми движениями пермо-нижнетриасового времени, разбившими территорию на отдельные горсты и грабены. В образовании складок основную роль играли разломы, преимущественно широтного и северо-восточного простираний.

Разрывные нарушения

В данном разделе будут рассмотрены относительно небольшие разломы и в основном в связи с вопросами рудогенеза.

Известно много методов классификации разрывных нарушений: геометрические, геоморфологические, морфогенетические. Исследователи, изучавшие структуры в связи с геологией месторождений полезных ископаемых и становлением интрузий, классифицируют их по отношению к процессам оруденения и магматизма. Кроме того, при систематике разломов учитываются размеры, время и глубина заложения, пространственная ориентировка, направление смещения разрывных нарушений, характер вмещающих пород, специфичность истории геологического развития района и т. д.

В геологической литературе приводится сравнительно мало форм разрывных нарушений и в большинстве случаев они ограничены сбросами, взбросами, сдвигами, надвигами, иногда их сочетаниями.

Наиболее простая классификация предложена П. Н. Кропоткиным (1961). Он привел в порядок и упростил многочисленные и противоречивые наименования, предложенные прежними исследователями. В его классификации решающую роль играют относительное перемещение крыльев, крутизна и простирание плоскости сместителя, пластов пересекаемых пород, угол встречи пласта и сместителя и др. Несмотря на простоту, классификация П. Н. Кропоткина мало используется при геологических съемках, так как в ней нет масштабности, не учитывается генетическая сторона и зависимость разрывов от общего хода исторического развития района.

В. И. Смирнов (1954) предложил делить геологические структуры на 3 группы по отношению к руде: 1) дорудные, 2) внутрирудные и 3) послерудные. За основу им взято отношение разрывных нарушений к руде, в чем и заключено рациональное зерно, хотя не отражены масштаб разломов, отношение к другим структурам и место их в истории тектономагматического развития.

Нередко разрывные структуры делят по размерам и распределению разломов и также по отношению к рудному процессу. При этом крупные региональные разломы считаются рудовыводящими, менее крупные — рудораспределяющими, а самые мелкие относятся к рудолокализующим структурам. При таком делении разломы превращаются в единственный и всемогущий фактор в рудообразовании.

Существует ряд классификаций разломов планетарного характера (Е. Т. Шаталова и В. Г. Матвеенко, А. В. Пейве, 1956, 1960). Е. А. Радкевич (1960) выделяет, например, разломы по их масштабу и значению: зоны разрывов планетарного масштаба, пересекающие и ограничивающие целые континенты (Тихоокеанский пояс); региональные крупные разрывы, определяющие положение геосинклинальных областей и отдельных зон внутри их (глубинные разломы, А. В. Пейве); зоны повышенной проницаемости, секущие складчатые области и являющиеся отражением движений по разрывам в фундаменте (ослабленные зоны повышенной трещиноватости, контролирующие распределение магматизма и оруденения). Единичные разрывы различных масштабов и типов меридионального и широтного направлений оказывают влияние на складчатые структуры.

Имеются классификации для отдельных регионов, в частности для Чаткало-Кураминских гор.

Классификацию разрывных нарушений, основанную на времени заложения разломов, дают Ю. С. Шихин и др. (1953). Они выделяют: предминбулакские, предакташские, предшурабсайские, предравашские, предкызылнуринские, послекызылнуринские, учочакские рудные фазы.

Аналогичные классификации приводят другие авторы, однако, возрастная последовательность в них не получила должного обоснования. Некоторые из разломов могли быть заложены раньше и подновлены в последующее время.

Ввиду сложности и трудности определения возраста нарушений многие геологи классифицировали разломы по величине. Например, Х. М. Абдуллаев (1964) разбивает разломы на 4 порядка: мощные зоны разрывных нарушений, протягивающиеся на несколько сот километров (главная структурная линия Тянь-Шаня, рудный пояс Южной Ферганы); различные разрывные структуры протяженностью на десятки километров (Баштавакский и др. разломы Кураминского хребта); более мелкие нарушения и зоны дробления, протягивающиеся на несколько километров; трещины и зоны дробления незначительной протяженности (от десятков метров до 1 *км*). Эта классификация, как

видно, более проста, но также не универсальна. Поэтому некоторые исследователи объединяют различные принципы. Учитывают и масштабы, и формы проявления, и время заложения. На этой основе Б. О. Андерсон различает 8 типов разрывных структур: 1) глубинные разломы — каналы эффузивов; 2) разломы, связанные со складчатостью, и разрывы широтного направления (Баштавакский разлом); 3) малые интрузии и дайки в разрывных нарушениях; 4) крупные разломы (Железный, Бирюзовый); 5) разрывные нарушения, заполненные дайками; 6) разрывные нарушения, заполненные дайками моголтауских интрузий; 7) большие трещины скола (Канджольский и Тарыэканский разломы); 8) мощные кварцевые жилы.

Эта классификация также не лишена недостатков. Не учтено время формирования и не соблюден строгий принцип.

В. Б. Мещерякова (1959) в Карамазаре за основу систематики разрывных нарушений взяла их пространственную ориентировку и выделила 3 группы разломов, близких к широтному направлению (Баштавакский, Бургундинский, Северо-Каратагский, Широтный, Контактовый, Аметистовая жила); группа нарушений северо-восточного простирания (Железный, Мисканский, Касканасайский, Северо-восточный, Приконтактовый); нарушения север-северо-восточного направления (Канджольский, Алтынтопканский, Чалатинский, Сардобский, Аметистовая жила).

Протяженность разрывов (амплитуды перемещений) от первой группы к последней убывает, возраст омолаживается. Устанавливаются и другие закономерности: к первой группе тяготеют вторичные кварциты и наиболее молодые гидротермальные образования района (золоторудные, полиметаллические). Барито-флюоритовые жилы локализуются в дизъюнктивах III группы, когда они развиваются вблизи более крупных разломов II группы. Имеющиеся недоработки относятся, например, к отождествлению Железного разлома с Северо-Восточным, или Баштавакского с Аметистовой жилой. Этот недостаток как бы восполняется в классификации дизъюнктивной структуры Западного Карамазара, предложенной В. А. Жариковым (1959). Им за основу взяты возраст заложения нарушений и пространственная ориентировка.

М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1962) в пределах герцинского Тянь-Шаня выделяют разломы четырех порядков: II, III, IV. V. Первые из них (межобластные) отделяют каледонские структуры Северного Тянь-Шаня от герцинских; вторые (межпровинциальные) разграничивают различные типы рудно-петрографических провинций (Южно-Чаткальский, Атойнакский); третьи определяют границы структурных ярусов, возникших в один тектонический цикл, а разломы V порядка — границы отдельных ярусов и межрайонные. Как пример можно привести Северо-Ферганский, Кумбель-Кенкольский, Каратау — Босбутауский разломы, которые (в сочетании с разломами II и III порядков) делят Кураминскую провинцию на районы: Кураминский, Сумсар-Кассанский, Каратау-Босбутауский.

По характеру проявления разломы III порядка разделяются на три типа: 1) скрытые (погребенные, слепые), не выходящие на дневную поверхность, но на наличие которых указывает палеогеографические, палеотектонические, стратиграфические, магматические и др. факторы; 2) полуоткрытые (флексурно-разрывные), которые прослеживаются по наличию флексур и других форм разрывных нарушений; 3) открытые, прослеживающиеся на поверхности.

В Чаткало-Кураминском районе В. И. Попов (1939) разрывные нарушения рассмотрел с точки зрения структур «конского хвоста».

К структурам «конского хвоста» I порядка он отнес Атойнакский (т. е. Таласс-Ферганский разлом), а их ответвления становятся осевыми разломами «конских хвостов» II (Баштавакский) и III (Железный) порядков и т. д. Эту дихотомию можно проследить вплоть до отдельных мелких глыб. Ответвления главной оси, по В. И. Попову, образуются преимущественно в одну сторону.

Изложенное свидетельствует о том, что классификация разрывных нарушений весьма сложна.

Учитывая опыт предыдущих исследователей, нами совместно с Д. Х. Якубовым, на примере Кураминского района сделана попытка расчленить разломы, взяв за основу масштабы нарушений, по которым устанавливаются порядок разломов и их взаимоотношения со складчатыми структурами (табл. 2).

Таблица 2

Классификация главнейших разрывных нарушений юго-западной части Кураминского хребта

Порядок	Разломы	
	продольные	поперечные
III	Баштавакский Бургундинский Кошмуллинский Окурдаванский Алмабулакский Лашкерекский (?)	
IV	Карабулакский (Актурпакский) Северо-Каратагский Колбулакский Чокадамбулакский Северный	Железный Бирюзовый Мисканский Калканатинский
V	Окурдаванский Токмакский Южно-Чокадамбулакский Кварцевый	Уткемсуйский Тарыэканский Редкометальный Джангалыкский Западно-Каратагский Центральный Балыктынский Андыгенский
VI	Калмакырский Диагональный и др. мелкие разломы без наименований	Контактовый Саргаламский Алтынтопканский Аткулакский Чалатинский Ташбулакский Арабулакский Тутлинский

В исследуемом районе разломы I и II порядков (т. е. межобластные и межпровинциальные) отсутствуют. Разломы более мелких порядков представляют границы структурных ярусов, крупных и мелких синклинориевых или антиклинориевых структур, или секут эти структуры, имея местное или локальное развитие.

К продольным разломам III порядка (наиболее крупным в районе длиной 100 и более *км*) относятся Баштавакский, Бургундинский, При-

контактовый, Окурдаван-Токмакский, Кошмуллинский, Алмалыкский надвиг и др.

Следующий порядок представлен Карабулакским, Северо-Каратагским, Колбулакским, Чокадамбулакским, Северным и др. разломами. Затем следуют разломы типа Южно-Чокадамбулакских, Токмакских, Калмаккырских, которые располагаются внутри структурных ярусов и складчатых структур.

Поперечные разломы, выявленные в западной части Кураминского хребта, как правило, малопротяженные. Самые крупные из них могут быть отнесены к разряду IV порядка (Железный, Мисканский, Тарыэканский, Калканатинский). Все они являются поздними по отношению к складчатым структурам и продольным разломам, поэтому не оказывали существенного влияния на размещение структурных ярусов, за исключением наиболее крупных.

Поперечные разломы V (Западно-Каратагский, Уткемсуйский, Редкометальный, Джангаллыкский) или VI порядков (Саргаламский, Контактовый и более мелкие) распределены внутри небольших складчатых структур и имеют местное значение. Они существенно влияют на локализацию отдельных рудных тел, месторождений в пределах рудных полей и районов, контролируемых более крупными структурами в основном продольного направления.

Исходя из этого, мы считаем, что протяженные рудные зоны (поля и районы) должны иметь широтную ориентировку, что принципиально важно для определения направления поисковых работ и металлогенических построений.

Подробная характеристика складчатых и разрывных структур приводится в работе Д. Х. Якубова (1969).

В заключение отметим, что от характера развития тектоники зависят проявление магматизма и металлогенические особенности региона. Рудные районы, поля и месторождения располагаются в краевых частях поднятий, вблизи от смежных депрессионных зон. Пограничные зоны поднятий и депрессий, как правило, фиксируются крупными разломами, которые контролируют появление интрузивов, очагов эффузивного магматизма, а также сопряженных с ними рудоконтролирующих разломов. Особенно продуктивны разломы и дополнительные складки, располагающиеся внутри поднятий или депрессий, антиклиналей и синклиналей. Эти мелкие структуры, в сочетании с крупными, контролируют рудную минерализацию.

Природа внутриструктурных разломов может быть различна. Это либо проявления крупных региональных разломов, не подчиняющихся местным закономерностям, либо ответвления пограничных разломов в сторону поднятий, а чаще всего контактовые зоны различных интрузий, где появление разломов обусловлено влиянием жесткой глыбы массива.

Разломы и дополнительные куполовидные поднятия внутри депрессий, появляющиеся в конечных этапах тектономагматических циклов, в период наибольшей консолидации депрессий контролируют молодые дайковые образования, субвулканические тела и весьма благоприятны для локализации руд, золота, свинца, цинка, висмута, флюорита в низкотемпературном (березитовом) комплексе. Подобные рудные и метасоматические формации характерны также и для локальных структур внутри поднятий, хотя для них более свойственны высоко-среднетемпературные комплексы.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ИХ РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Более половины площади Алмалыкского района занимают интрузивные образования, которые представляли объекты разносторонних исследований в течение многих лет.

Результаты этих исследований обобщены и опубликованы в двухтомной монографии «Петрография Узбекистана» под редакцией И. Х. Хамрабаева (1964—1965 гг.).

В существующей схеме интрузивные проявления расчленены на два комплекса — каледонский (доживетский) и герцинский.

Интрузии каледонского цикла

Выделение каледонского комплекса, как показали поздние исследования, является условным. Это связано с тем, что те интрузивные тела, которые были включены в этот комплекс, еще не имеют достаточно аргументированных доказательств их возраста, в том числе, и данных по радиологическим методам. Достоверно лишь то, что в гальках живетских красноцветов обнаружены обломки каких-то древних интрузивных образований. Однако принадлежность их к доживетским интрузивным массивам еще сомнительна.

Среди доживетских массивов распространены мелкие субвулканические, возможно, жерловые фации эффузивов, доживетский возраст которых бесспорен.

Среди доживетских интрузивов условно выделяются аляскиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (Калканата), биотитовые граниты (Каракия), инъекционные граниты, монцонит-диориты (Умбетты) и габброиды верховий р. Алмалык. Среди них наиболее распространены аляскиты (рис. 7).

Аляскиты обнажаются в бассейне рек Каракия, Алмалык, Кызата, Саукбулак. На месторождении Сарычеку и Мискан они вскрываются скважинами под эффузивами нижнего девона, а ксенолиты размерами от 0,5 до 10 *м* встречаются среди порфировых интрузий (P_1).

В бассейне рек Кызата, Алмалык, Каракия аляскиты образуют крупные тела размером до 1 *км*. Здесь они явно прорываются порфировыми интрузиями пермского комплекса и сопровождаются выходами гранодиоритов Кураминского типа, сиенито-диоритами Алмалыкского типа, биотитовыми гранитами Каракии.

Достаточно спорным является наличие в районе доживетских аляскитов, среди которых прежние исследователи (Ф. Ш. Раджабов и др.) выделяли как древние, так и пермские. Наши данные последних лет показывают, что известные в Алмалыкском районе выходы аляскитов представляют собой преобразованные (метасоматические) лейкократовые разности интрузивных массивов раннего этапа герцинского цикла магматизма (гранитов, гранодиоритов, сиенито-диоритов).

Формы, размеры и состав лейкократовых разностей гранитоидных интрузивов разнообразны. Размеры их колеблются от нескольких квадратных метров до километра. Они редко образуют самостоятельные выходы и сопровождаются породами вышеперечисленных разностей нормальных гранитоидных массивов.

Нередко ксенолиты аляскитов встречаются среди пермских гипабиссальных гранитоидов, в одном структурном плане с ксенолитами гранитоидов нормального ряда. Причем в одном и том же ксенолите можно наблюдать постепенные переходы нормальных разностей в лей-

кократовые. Контакты крупных тел аляскитов с вмещающими раннегерцинскими интрузиями, как правило, резкие, четкие. Это позволило считать лейкократовые разности результатом позднего внедрения, на основе чего аляскиты отнесены к пермским комплексам. В то же время нахождение ксенолитов аляскитоидных гранитоидов в пермских порфировых интрузиях вызвало мнение о наличии и более древних образований.

Вопрос о возрасте и природе аляскитов, в связи с новыми сведениями, требует особого рассмотрения. Здесь мы указали лишь на имеющиеся противоречия в определении природы и возраста аляскитов и даже возможную расшифровку наблюдаемых фактов, среди которых бесспорным является одинаковое геологическое положение аляскитов с интрузивами ранних этапов герцинского цикла, пространственная их близость, наблюдаемая во многих других регионах.

Проблема аляскитов, лейкократовых гранитов, также как и других апогранитов, представляет интерес еще и потому, что они являются надежным индикатором рудного процесса.

В Алмалыкском районе, как и во многих других регионах, они часто являются спутниками разнообразного оруденения. Сущность этого явления еще недостаточно раскрыта, но она несомненно заключается в проявлении интенсивных процессов выщелачивания исходных пород и последующего преобразования их под действием поздних интрузий.

Аляскиты, которые сопровождают интрузии сиенито-диоритов и находятся среди порфировых интрузий, имеют чаще среднезернистое строение, серую, слегка с розоватым оттенком окраску. Встречаются и крупнокристаллические (пегматоидные) разности среди ксенолитов.

В аляскитах часты кварцевые, кварц-гематитовые прожилки, которые резко обрываются на контакте с порфировыми интрузиями (р. Кызата). Изредка наблюдаются грейзены в виде обособленных гнезд или в зальбандах кварцевых жил и других минерализованных трещин. В аляскитах нами установлено повышенное содержание редких земель.

В составе породы участвуют кислый, слабозональный плагиоклаз № 30—37 (25%), решетчатый микроклин микро- и криптопертитового строения (до 40%) и кварц (40—50%). Мусковит, реже биотит составляет от 1 до 10%.

По химическому составу различаются типичные аляскиты (обр. 529, 518—27, 1309, 739); гранит-аплиты (обр. 1391, 453-А), щелочные граниты по Дели, но с пониженным содержанием суммы щелочей и кремния.

Гранит, гранодиорит-порфиры Калканатинского типа встречаются только в верховьях р. Каракия в виде небольших штокообразных тел. В горах Калканата массивы этих пород прорывают нижне-палеозойские флишоидные толщи и порфириты нижнего девона. В порфировых выделениях участвуют почти в равных количествах плагиоклаз, калишпат, кварц, реже биотит. Основная масса микрогранитовая и состоит из плагиоклаза, калишпата, кварца и биотита. По химическому составу они отвечают гранодиоритам, но близки к монцонитам Дели из-за повышенного содержания щелочей.

Биотитовые граниты образуют крупный массив 5×15 *км* по Каракиясаю, захватывая верховья р. Алмалык, слагая ядро субширотной антиклинальной структуры.

Массив имеет активный контакт с нижнепалеозойскими сланцами, а взаимоотношения с более молодыми отложениями не четки. По данным О. М. Борисова (1957), некоторые тела биотитовых гранитов являются верхнекарбоновыми. Это навело на мысль о существовании двух разновозрастных типов биотитовых гранитов. Однако биотитовые граниты скорее всего являются синхронными с крупными массивами гранитоидов нижне-среднекарбонового возраста. Основанием для такого вывода, к которому пришел позднее и О. М. Борисов, может служить также и сходство структурного плана развития всех раннегерцинских батолитовых интрузий, в том числе хорошо датированных массивов гранодиоритов Кураминского (Карамазарского) типа. Они часто локализуются в нижнепалеозойских толщах сланцев и вытянуты в субширотном направлении. Биотитовые граниты, также как массивы Кураминских гранодиоритов и Алмалыкских сиенито-диоритов, сопровождаются аляскитами.

Биотитовые граниты по составу близки к каледонским плагиогранитам Моголтау, что явилось одним из поводов считать их древними (Раджабов, 1961, 1964).

Сланцы нижнего палеозоя на контакте с гранитами часто гнейсированы. Ширина контактового ореола достигает местами 1 *км*. Граниты светло-серые, состоят из плагиоклазов (№ 25—48) и составляют 30—60% всей породы. Содержание калишпата и кварца одинаковое (примерно 50%). Биотит присутствует в количестве 5—7%, в мелких апофизах его содержание заметно увеличивается. В акцессориях встречаются апатит, циркон, ортит и рудные минералы. По химическому составу породы близки, в одном случае, к кварцевому монциониту, в другом — к послекембрийскому граниту и гранодиориту Дэли.

Инъекционные граниты образуют согласные с вмещающими их сланцами нижнего палеозоя дайкообразные тела мощностью от нескольких до 100 *м* длиной около 3 *км*. Они характерны для западной оконечности Кураминского батолита. Сланцы в приконтактовой части гранитов магматизированы и потому контактовые зоны расплывчаты. Граниты равномернозернистые, чаще с порфировыми выделениями калишпатов и состоят из сильно серицитизированных плагиоклазов и кварца, занимающих половину объема пород. Микроклина в среднем содержится 20%, биотита — 5—8, амфибола — 2—3%. В акцессориях циркон, сфен, рутил (сагинит), ортит и бесцветный гранат. Нередко вместо микроклина появляется шахматный альбит. Химический состав отвечает гранодиориту и кварцевому порфиру Дэли.

Кроме описанных выше интрузивных пород к каледонскому циклу отнесены дайкообразные тела нормальных габбро, обнажающиеся в верховьях р. Алмалык среди нижнепалеозойских сланцев. Дайка имеет северо-западное простирание, свойственное интрузивным образованиям каледонского цикла.

Монцонит-диориты Умбетты слагают небольшие штокообразные тела среди сланцев. По химическому составу они отвечают слюдяным андезитам Дэли, но имеют повышенное содержание суммы щелочей.

Интрузии герцинского цикла

Они представлены двумя резко разновозрастными и разнохарактерными интрузивными образованиями. Одни слагают крупные полнокристаллические батолиты гранитоидов раннего этапа герцинского цикла (C_1—C_2), другие порфировые гипабиссальные интрузии поздних

этапов (P_1), сменяющиеся дайковыми фациями заключительных этапов (P_2—T). Выделяются, но с недостаточной достоверностью, интрузии средних этапов (C_3).

Интрузии раннегерцинского этапа

В раннегерцинском этапе формировались крупные интрузии гранодиоритов, занимающие осевую часть Кураминского хребта, а также сиенито-диоритов, сиенит-порфиров, фельзит-порфиров, монцонитов, обнажающихся в междуречье Алмалык — Ургаз.

Гранодиориты Кураминского батолита

Эти распространенные в Кураминском хребте интрузивные породы именуются как гранодиориты Кураминского (Карамазарского) типа. Они образуют крупный батолит, занимающий осевую часть Кураминского хребта, совпадающую с осью крупного субширотного Кураминского антиклинория.

На северном склоне хребта обнажаются северные приконтактовые участки батолита, а, чаще, обособленные выходы, представляющие апофизы основного батолита или блок-ксенолиты в поздних порфировых гранитоидах.

Выходы гранодиоритов Кураминского типа, в том числе и ксенолитов, на северном склоне хребта ограничиваются строго определенной линией, совпадающей с зонами крупных субширотных разломов — Бургундинским, Колбулакским, Железным.

Это свидетельствует о древнем заложении субширотных региональных разломов, оказавшихся естественной границей батолита. Севернее этих разломов раннегерцинские интрузии приобретают несколько иной состав и меньшие размеры. Это обусловлено, с одной стороны, мелкоблоковым строением северного подножья хребта; с другой — составом вмещающей среды. Здесь преобладают нижнедевонские эффузивы и карбонатные породы D_2—C_1, слагающие различные блоки, опущенные относительно южного крыла крупных разломов.

Гранодиориты Кураминского типа, в основном, формировались среди сланцевой толщи нижнего палеозоя с частичным захватом карбонатной толщи среднего палеозоя, залегающей непосредственно на нижнем палеозое и нижне-среднекарбоновых эффузивах.

Кураминский батолит перекрывается эффузивной свитой верхнебашкирского возраста (надакской), в базальных слоях которой часты гальки гранодиоритов, карбонатных пород и сланцев. Следовательно, возраст их достаточно определенно датируется как нижне-среднекарбоновый, т. е. предверхнепалеозойский. Время формирования раннегерцинских интрузивов четко фиксирует период тектонической инверсии, происшедшей после нижне-среднекарбонового осадконакопления и интенсивного складкообразования.

Породы равномерно-зернистые (в приконтактовых зонах иногда порфировидные) с гранитной структурой и состоят из нормально зонального плагиоклаза (35—55%), криптопертитового калишпата (15—30); кварца (15—20); биотита (5—8); амфибола (12—15%). Встречаются реликты авгита. В акцессориях апатит, циркон, сфен, ортит. Вторичные минералы — серицит, карбонат, эпидот, хлорит, магнетит.

Химический состав породы отвечает гранодиоритам Дэли при повышенном содержании суммы щелочей с преобладанием калия над натрием.

Некоторые анализы пород соответствуют кварцевому латиту, кварцевому диориту, кварцевому монциниту. В результате полуколичественного спектрального анализа установлено постоянное присутствие Ba, V, Cu, Be, Ga (I балл), и частая встречаемость Sr (II балла) а такие элементы, как Cr, Sc, Zn характерны только для некоторых массивов.

В отдельных рудных полях (А. К. Антонов, В. Т. Юдин и др.). выявлены близкие по возрасту и простиранию с Кураминским гранодиоритом порфировые разности, сходные с так называемым гушсайским комплексом пермского возраста. Для древних разностей порфировых интрузий характерно их интенсивное изменение (подобно эффузивам C_2—C_1).

Сиенито-диориты (монциниты) Алмалыка

Полнокристаллические раннегерцинские интрузивные массивы повышенной щелочности распространены в собственно Алмалыкском районе, занимающем северное подножье Кураминского хребта.

Наиболее крупный массив сиенитов, площадью около 40 *км*^{2}, слагает междуречье Каракия — Саукбулак. На юге границей массива служит Бургундинский разлом, а на севере он погружается в мощные молодые рыхлые осадки. Однако и здесь, по-видимому, границей массива является субширотный региональный разлом, проходящий по южной кромке Ангренской депрессии и обновленный еще и в альпийском цикле.

Строение массива неоднородно. Даже в пределах единого выхода можно наблюдать изменение состава пород от габбро до сиенитов, кварцевых сиенитов и структуры от равномернозернистой до порфировидной в контактовых и апикальных частях.

Указанные фациальные разновидности часто образуют изолированные выходы, которые, обычно, выделяются как самостоятельные фазы и предположительно относятся к верхнекарбоновому комплексу. Это, мелкозернистые сиениты и сиенит-порфиры месторождения «Дальнее», верховьев р. Алмалык, сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры среднего течения р. Каульды, диориты и диорит-порфиры Катранги, диориты и сиенито-диориты Саукбулака, небольшие штокообразные тела сиенит-порфиров, переходящие в контактовых зонах в фельзит-порфиры низовьев рек Саукбулак, Ургаз, Шаугаз, Пистали, Абджаз, верховьев Кандыр. Среди этих массивов субщелочных пород, особенно в фельзит-порфировых разностях, по-видимому, имеются субэффузивные образования, которые действительно могут быть синхронными с нижне-среднекарбоновыми, или средне-верхнекарбоновыми вулканитами. Возможны также субщелочные разности гипабиссальных порфировых гранитоидов перми. На это указывали многие исследователи района (З. П. Артемова, Ф. Ш. Раджабов, И. Б. Федорова, В. Ф. Викторов). А. Р. Ярмухамедов (1966) описал жерловые фации нижне-среднекарбоновых эффузивов, имеющие субщелочной характер. Однако отнесение массивов субщелочных пород типично интрузивного характера, часто сопровождающихся аляскитами, к верхнекарбоновому возрасту не находит должного обоснования. Вообще, наличие интрузивов этого возраста в Алмалыкском районе весьма сомнительно. Такой вывод основан еще на том, что в районе неизвестны осадочно-эффузивные породы верхнекарбонового возраста. Если таковые вообще отсутствовали, то не может быть никакой речи о проявлении интрузивных образований. При возрастном расчленении интрузивных комплексов, как

правило, не обращают внимания на тесную связь проявления интрузии с осадконакоплением. Интрузии и их импульсы могут появляться только в том случае, когда каждому импульсу на конкретной площади предшествует мощное осадконакопление и складкообразование. При строгом учете этой закономерности можно решить многие спорные вопросы о возрасте различных этапов, фаз и импульсов интрузивной деятельности и отличить фациальные или преобразованные разности от фазовых.

Массивы субщелочных пород района локализованы в предверхнебашкирском структурном ярусе и образованы, в основном, в результате магматического замещения эффузивов нижнего девона с частичным захватом в краевых и апикальных частях карбонатных осадков и эффузивов среднего палеозоя, а в нижних — нижне-палеозойских флишоидных толщ. В этом смысле интрузивы имеют межформационный характер, на который обращали внимание в свое время Б. Н. Наследов, К. Н. Вендланд, А. В. Королев. Однако это не означает, что форма интрузива представляет лакколитоподобное согласное тело.

При детальном исследовании Алмалыкского массива сиенитов А. В. Покровский (1958) всюду отметил четкие секущие контакты.

Внутреннее строение интрузивов сиенито-диоритов хорошо изучено в процессе бурения многочисленных глубинных скважин на Алмалыкском рудном поле (рис. 9, 10). Этот интрузив может служить классическим примером доказательства явления магматического замещения и постскладчатой природы интрузива.

Скважинами на разных глубинах внутри единого массива вскрыты незамещенные ксенолиты кварцевых порфиров, андезито-дацитовых порфиритов нижнего девона и карбонатных пород среднего девона. Причем, размеры этих ксенолитов в поперечнике колеблются от нескольких до сотен метров и мощность от десятка сантиметров до десятков метров.

Вертикальный размах промышленного оруденения, заключенного в сиенито-диоритах на месторождении Қалмаккыр, примерно равен вертикальной мощности эффузивов нижнего девона, замещенных впоследствии интрузией сиенито-диоритов. На месторождении Сарычеку промышленное оруденение практически контролируется пластами кварцевых порфиров.

Морфология незамещенных ксенолитов внутри массива точно копирует складчатую структуру, восстанавливаемую по эндоконтактовым участкам в осадочно-эффузивных породах. Это свидетельствует о том, что становление интрузии происходило без участия механического воздействия магмы на вмещающие отложения.

В описываемом массиве преобладают сиенито-диоритовые (монцонитовые) разности, составляющие более половины площади, затем следуют диориты (около 30%) и сиениты (5—10%).

Сиенито-диориты имеют средне- и равномернозернистое строение. Иногда в приконтактовой части они порфировидные. Половину породы составляют нормально-зональные плагиоклазы № 37—48, одну треть — калишпат и остальное — роговая обманка, уралит и биотит. Вблизи с карбонатными породами появляются пироксены, авгит, реже — эгирин-авгит или диопсид. Иногда присутствует небольшое количество кварца. В акцессориях содержится до 5% магнетита и гематита, часто встречаются апатит, сфен, реже — циркон, ортит, ильменит, гранат, турмалин, рутил.

Средний минералогический состав Алмалыкских сиенито-диоритов, по данным многочисленных определений, следующий: плагиоклаз —

45%, калишпаты — 32, темноцветные — 15, кварц — 4, магнетит — 2,7% (табл. 3).

Диориты, переходящие в габбро-диориты, габбро отличаются темной, иногда черной окраской. Диориты состоят из лабрадора № 48—62 и составляют до 70%, авгит — 20—25%, биотит и рудные минералы 10% всей породы. Изредка присутствует калишпат.

Сиениты имеют красноватые оттенки и часто порфировидные. В составе породы участвуют олигоклаз (20%), калишпаты (70%), биотит (8%), гиперстен (5—35%) и небольшое количество роговой обманки. Породы повышенной основности — диориты, монцониты — образуют самостоятельные массивы рудопроявления Катранги, в бассейне рек Алмалык, Саукбулак и др.

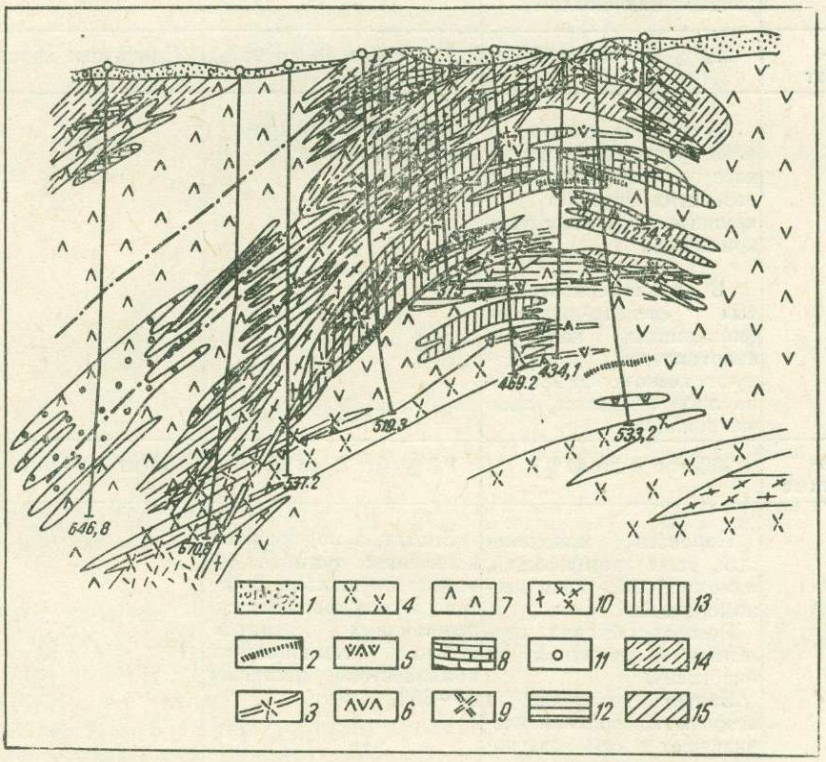


Рис. 9. Геологический разрез по линии 35—35 месторождения Калмаккыр.

1—четвертичные отложения; *2*—кварцевые жилы; *3*—дайки гранодиорит-порфиров (черные); *4*—гранодиорит-порфиры алмалыкского типа; *5*—сиенито-диорит-порфиры; *6*—сиенито-диориты; *7*—диориты; *8*—известняки; *9*—гранодиорит-порфиры „серые"; *10*—кварцевые порфиры; *11*—амфибол; *12*—ортоклаз; *13*—кварц; *14*—серицит; *15*—биотит.

Химический состав пород колеблется в широких пределах и отвечает кварцевым монцонитам, монцонитам до щелочно-земельных сиенитов и кварцевых габбро по Дэли. Наиболее щелочные разности относятся к ромбен-порфиру, лейцитофиру.

В результате спектрального анализа (135 проб) установлен Ba, Ni (I балл), Cu (II балл), Ti (IV балл). Более половины проб содержит Pb, Be (I); Sr, V, Zr (II); Cu, Zn (III) и только единичные пробы обнаруживают — Co, Mo, Cr, Ag, As, Sn, Ib, In, Ga, Cd, Sc.

Таблица 3

Сравнительная характеристика разновидностей пород сиенито-диоритового массива

Минерал	Сиенито-диориты (60%)	Сиениты (5—10%)	Диориты (30—35%)
Плагиоклаз	48,1* (от 27 до 94%)	19,5% (от 5 до 40%)**	65, 70%
	Зональный. Центр отвечает № 46, 48, а к краям снижается до № 37. Часто замещен соссюритом, серицитом и вторичным калишпатом	Олигоклаз (№ 22—32)	Плагиоклаз зональный и отвечает лабрадору № 48—62
Калишпат	28,5% (от 16 до 42%)	70,3% (от 48 до 95%)	Единичные кристаллы
	Анортоклаз, микроклин и ортоклаз. Анортоклаз в порфировидных разностях образует крупные идиоморфные кристаллы. В равномернозернистых сиенито-диоритах (монцонитах) наряду с анортоклазом присутствуют ксеноморфные зерна либо ортоклаза, либо микроклина	Анортоклаз, микроклин и ортоклаз	
Темноцветные	20% (от 3 до 41%)	8.3% (от 2 до 23%)	Авгит 20—25%, биотит до 5%
	Пироксен моноклинный, реже ромбический, идиоморфный, реже ксеноморфный Роговая обманка первичная и вторичная по пироксену. Биотит первичный и вторичный, пойкилитичевключает в себя плагиоклаз и монокл. пироксен	Биотит, в подчиненном количестве роговая обманка и пироксен. В более меланократовых гиперстеновых сиенитах сумма темноцветных компонентов достигает 30—35%	
Кварц	2,6 (от 0 до 7%)	1,4% (от 0 до 10%)	Единичные зерна
Акцессории	0,08% Магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, ильменит, гематит, гранат, турмалин и рутил	Рудный минерал до 5%	
Примечание	* Средний минералогический состав по 82 шлифам (по данным А. В. Королева)	Сиениты распространены в основном на водоразделе междуречья Алмалык и Накпай. ** Средний минералогический состав по 50 шлифам (по данным А. В. Королева)	В строении Алмалыкского массива наряду с диоритами принимают участие габбро-диориты и габбро. Переход пород от диоритовой разности до габбро совершается постепенно, путем резкого возрастания количества пироксена и укрупнения зерен (до 5—10 *мм*)

Обращает на себя внимание повышенное и довольно устойчивое содержание цинка и меди. Фоновое содержание меди в породе—0,006%, в биотитах — 0,01, полевых шпатах — 0,001, магнетите — 0,006%.

Подсчет количественного соотношения указанных минералов в породе и содержание примеси меди в каждом минерале показывает

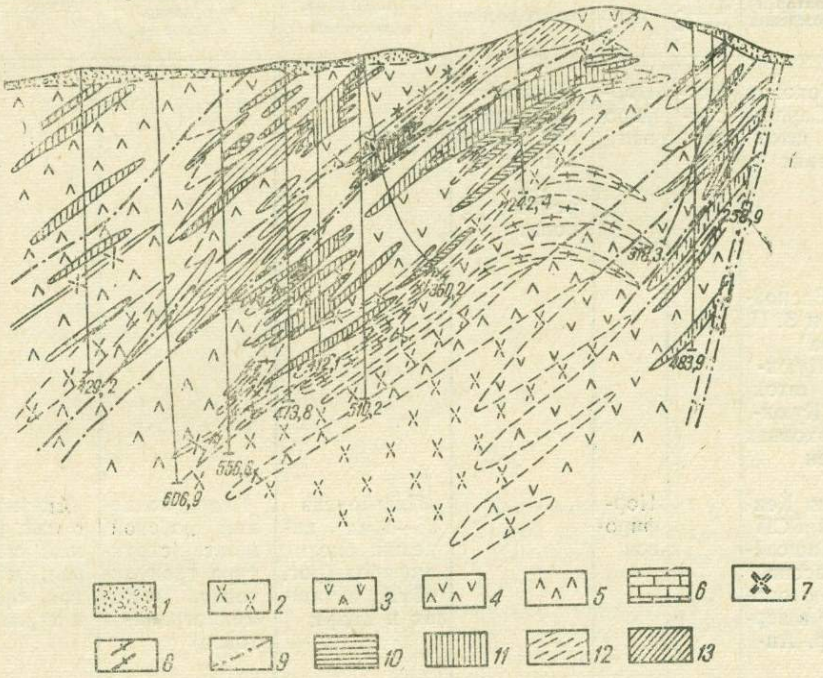


Рис. 10. Геологический разрез по линии 27—27 месторождения Калмаккыр.

1—четвертичные отложения; *2*—гранодиорит-порфиры алмалыкского типа; *3*—сиенито-диорит-порфиры; *4*—сиенито-диориты; *5*—диориты; *6*—известняки; *7*—гранодиорит-порфиры „серые"; *8*—кварцевые порфиры; *9*—разломы; *10*—ортоклаз; *11*—кварц; *12*—серицит; *13*—биотит.

заметный избыток меди, не связанной с породообразующими минералами. Природа этого факта требует дальнейшего изучения на более обширном аналитическом материале.

Спектр элементов в породах сиенитового комплекса заметно отличается от таковых в гранодиоритах Кураминского батолита. Определение абсолютного возраста 322±8 млн. лет (Н. П. Лаверов и др., 1964).

Интрузии позднегерцинских этапов

История геологического развития Алмалыкского района показывает, что после отлжения среднепалеозойской карбонатной (D_2—C_1), эффузивной (C_2—C_1) толщи произошла резкая смена нисходящих движений восходящими, которая завершилась складкообразованием с последующим формированием крупных интрузивных тел раннегерцинских гранитоидов (C_1—C_2). На интенсивно эродированной поверхности нижне- и среднепалеозойских формаций началось накопление мощной толщи верхнепалеозойских наземных эффузивов.

Самые ранние осадки верхнего палеозоя представлены надакской свитой, содержащей в низах верхнебашкирскую флору. Вполне веро-

Таблица 4

Петрографическая характеристика гранодиорит-порфиров Куюндинского типа по данным различных исследователей

Характеристика породы, автор и местонахождения	Текстура и зернистость	Структура	Минералогический состав	Породообразующие минералы		Акцессорные	Разновидности пород, имеющие между собой постепенные переходы	Окраска породы	Возрастное положение	Примечание
				в порфировых выделениях	в основной массе					
Е. М. Головин (1943); Сардалинский шток в верховьях р. Ангрен	Массивная	Порфировая	Плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, амфибол, редко мусковит				Гранодиорит-порфир		Гранодиорит -порфиры прорывают оясайскую вулканогенную толщу и шток предпермских аляскитов, а сами пересекаются дайками порфировидных адамеллит-порфиров нижней перми	
Н. П. Васильковский и З. П. Артемова (1945); Куюндинский шток басс. р. Куюнды в верховьях р. Ангрен							Гранодиориты, кварцевые сиенито-диориты, грано-сиениты, реже граниты		То же	Порфировая структура наблюдается в краевых частях интрузива, который затухает к центру массива
Геология Кенкольской ГСП (1960); Ташсайский массив площадью около 7 *км²* в верховьях р. Ангрен		Порфировая	Плагиоклаз (6—7 *мм*), андезин, биотит, амфибол (рог. обм.), калишпат и кварц	Кварц, калиевый полевой шпат (структура гранулитовая, реже микрогранитовая)		Апатит, ортит, рудный минерал, циркон, сфен и турмалин	Гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, адамеллит-порфиры, гранит-порфиры	Розовато-серая и серая	Интрузии рассматриваемого типа прорывают гранитоиды низов верхнего карбона ($\gamma\ C_3^1$) и предпермские аляскиты, а сами пересекаются дайками гранодиорит-порфиров нижней перми	Соотношение темноцветных обычно ровное и в сумме составляет около 10—12% от объема породы. Кварца в среднем 20%
Геология Калканатинской ГСП (Б. Н. Сигалов и др., 1958), два штока общ. пл. 7 *км²* басс. рек Саукбулак, Ургаз, Кунжушмас	Массивная, средне- и крупнозернистая	Порфировая		Плагиоклаз № 40 — 45 (6—7 *мм*); биотит 1, 5 — 2 *мм*; амфибол (1—3 *мм*); калишпат, кварц	Кварц, калишпат, реже амфибол (мелкозернистая)	Апатит, магнетит и циркон	Гранодиорит-порфиры, реже адамеллит-порфиры и гранит-порфиры в зоне закала (ширина 3 *м*); диоритовый порфирит с микролитовой основной массой, иногда с пилотакситовой ориентировкой микролитов	Серовато-розовая	Описываемые интрузии прорывают гранитоиды Кураминского батолита ($\gamma\delta\ C_2^1$ и $\gamma\ C_2^3$), а также предпермские лейкократовые граниты и аляскиты, а сами в свою очередь повсеместно пересекаются гранодиорит-порфирами нижней перми	В гранодиорит-порфирах амфибол преобладает над биотитом, в гранит-порфирах биотит преобладает над амфиболом, в адамеллит-порфирах они присутствуют в равных количествах
И. Б. Федорова, Г. С. Оводкова и др. (1963), Алмалыкский район		От порфировидной до порфировой	Плагиоклаз занимает половину объема, остальную часть в равном объеме занимают кварц и калишпат, редко биотит, амфибол	Плагиоклаз кварц, калишпат, биотит амфибол	Кварц, калишпат плагиоклаз, (калишпат преобладает над плагиоклазом, ст-ра микропойкилитовая, микрогранофировая, псевдосферолитовая)		Гранодиорит, плагиогранит-порфир и гранит-порфир	Серовато-розовая	Куюндинские гранодиорит-порфиры прорывают гранодиориты Карамазарского типа, сами в свою очередь прорываются гранодиорит-порфирами гушсайского типа	Характерным признаком является наличие большого количества равномерно распределенных порфировых выделений плагиоклаза округлых очертаний и отсутствие фенокристаллов калишпата
В. Ф. Викторов (1964), Алмалыкский район				Мелкие таблички и призмы плагиоклаза, крупные овальные			Отмечается 7 разновидностей гранодиорит-порфиров Куюндинского типа	Розовато-серая		Темноцветные представлены биотитом, реже роговой обманкой; характерно наличие вну-

Характеристика породы, автор и и место нахождения	Текстура и зернистость	Структура	Минералогический состав	Породообразующие минералы		Акцессорные
				в порфировых выделениях	в основной массе	
В. Айзенштат (1964)		Порфировидная	Плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, роговая обманка	вкрапленники калишпата Порфировидные выделения	Структура крупногранулитовая аллотриоморфнозернистая, реже гранитовая и графическая; размеры зерен 0,08 — — 0,5 *мм*	Сфен, циркон, апатит

ятно, что время формирования этой свиты охватывает и верхний карбон, так как наибольшие четкие несогласия со следами размыва наблюдаются в основании Шурабсайской (P_1) и особенно Равашской (P_2) свит. Отсюда можно сделать заключение о том, что следующий этап формирования интрузии (после раннегерцинских) мог наступить не ранее нижней перми.

Интрузии поздних этапов герцинского магматического цикла проявлены широко и разнообразно. Все они представлены гипабиссальными фациями порфировых интрузий, в основном, гранодиоритового состава с редкими отклонениями в более кислые и более основные разности. Большинство их имеет небольшие размеры, хотя иногда они занимают значительные площади. Формы интрузивных тел штокообразные или лакколитообразные. На отдельных участках широко представлены дайковые формы, образовавшиеся, в основном, на заключительном этапе герцинского тектоно-магматического цикла и представляющие самостоятельный дайковый плутонический комплекс. Среди интрузивов в позднегерцинских этапах выделяется от 3 до 10 и более разновозрастных разновидностей, считающихся самостоятельными фазами, пределы образования которых укладываются в рамки пермского периода.

Выделение разновозрастных фаз пермских порфировых интрузий не подкреплено достоверными фактами. Как было указано выше, Курамино-Ферганская структурно-фациальная зона разбита на ряд мелких блоков — поднятий и депрессий, каждая из которых развивалась самостоятельно, по крайней мере, с верхнего палеозоя. Отсюда вытекает важное следствие, которое упускается из виду при расчленении интрузивных комплексов. Оно заключается в том, что интрузивы, проявленные в разных блоках, не могут быть безоговорочно сопоставлены друг с другом и параллелизованы в возрастном отношении. В результате дискретного развития отдельных блоков, естественно, невозможно наблюдать взаимные контакты разновидностей пермско-порфировых интрузий, обнажающихся в различных блоках и выделяемых как разновозрастные фазы, импульсы единого магматического очага. Наиболее достоверные сведения о возрастных взаимоотношениях можно получить, изучая дайковые формы интрузии. Они формировались уже после значительной консолидации, выравнивания

Разновидности пород, имеющие между собой постепенные переходы	Окраска породы	Возрастное положение	Примечание
Порфировидные гранодиориты (мезократовые)			три интрузива жил аплитов и пегматитов Преобладание плагиоклаза над калишпатом, биотитом и роговой обманкой

физико-механических свойств поднятий и депрессий, в результате чего мы наблюдаем протяженные дайки, пересекающие как депрессии, так и поднятия.

Совместное изучение взаимоотношения даек порфировых интрузий и различного комплекса гидротермальной минерализации вмещающих пород дают некоторый, хотя и косвенный материал для суждения о последовательности формирования позднегерцинских интрузий (Р. А. Мусин, Д. Матчанов, 1967). Оказалось, что наиболее ранние интрузии и дайки тяготеют к западной части Алмалыкского района, а поздние — к восточной. Для восточной части района характерно также широкое развитие рудных проявлений среди низкотемпературных метасоматитов, наиболее молодых ультракислых и диабазовых даек, а также поздних эффузивов липаритовой формации. Здесь же чаще встречаются неметаморфизованные залежи среднекарбоновых алунитов.

Западная часть района отличается почти полным отсутствием ультракислых поздних дайковых образований и эффузивных свит при наличии ранних гранитоидных даек. Для нее характерно высоко- и среднетемпературные месторождения (скарново-полиметаллические, меднопорфировые). Все это может быть объяснено тем, что развитие тектонических блоков, а также формирование пермских интрузий, здесь завершилось раньше чем на востоке. Нарушение этой общей закономерности, возможно, связано с тем, что на развитие отдельных блоков могли повлиять единичные, случайные факты их взаимоотношений друг с другом или с более ранними тектоническими структурами (крупные разломы, массивы раннегерцинских интрузивов и т. п.). Тем не менее, указанная закономерность возрастного скольжения интрузивов, подмеченная и другими исследователями (О. М. Борисов, Ф. Ш. Раджабов), способствует выяснению сущности наблюдаемого пространственного распределения интрузивов и месторождений и, следовательно, обоснованному прогнозированию. В связи с этим приобретает важное теоретическое и практическое значение дальнейшее изучение истории развития депрессий и поднятий с использованием всех возможных факторов, среди которых перспективными представляются начатые И. Х. Хамрабаевым и его сотрудниками исследования фациальности интрузивных комплексов, базирующиеся на изучении составов и свойств пород и минералов.

В позднегерцинском комплексе выделяются следующие типы гранитоидов: гушсайские, алмалыкские и куюндинские, датируемые как верхнекарбон-нижнепермские, пермские и пермотриасовые.

Внутри каждого из указанных выше типов порфировых гранитоидов выделяются разновидности, отличающиеся по составу от гранит- и сиенит-порфиров до гранодиорит- и адамеллит-порфиров.

Следует отметить, что некоторые интрузивы, отнесенные к данной группе, отличаются не только по составу и структуре. Это прежде всего, розовые гранодиорит-порфиры месторождения Сарычеку и гранодиорит-порфиры Куюндинского типа (табл. 4). Первые из них, по данным определения абсолютного возраста 330 млн. лет, могут быть отнесены к раннегерцинским (Туляганов, 1964). Кроме того, на месторождении Сарычеку наблюдаются явные пересечения розовых гранодиорит-порфиров пологими дайками гранодиорит-порфиров гушсайского типа, тогда как типичные пермские гранодиорит-порфиры в Алмалыкском районе нигде ими не пересекаются. Обращает на себя внимание и то, что интрузив розовых гранодиорит-порфиров Сарычеку в пределах рудной зоны замещает пласт кварцевых порфиров и вмещает промышленное оруденение. В Алмалыкском рудном поле аналогичную роль играют раннегерцинские сиенито-диориты. Гранодиорит-порфиры, вмещающие рудную залежь на месторождении Кандыр, и отнесенные к Куюндинскому типу, занимают такое же положение, как интрузив Сарычеку. Абсолютный возраст Шайданских розовых гранитов, параллелизуемых с Куюндинскими, по данным Б. П. Беликова, И. Н. Иванова (1967), исчисляется 286±10 млн. лет.

Гранодиориты месторождения Кандыр четко пересекаются гушсайскими гранодиорит-порфирами и имеют постепенные переходы к гранодиоритам Кураминского типа.

Изучая взаимоотношения гранитоидных массивов в Кандырском рудном поле, мы не обнаружили каких-либо достоверных фактов самостоятельности порфировидных интрузий, вмещающих рудные тела от гранодиоритов Кураминского типа. Переходы между ними постепенные, те и другие одновременно, даже в пределах одного обнажения, секутся типично порфировыми интрузиями Гушсайского типа. На интрузиве Куюндинских гранитоидов нами установлены пачки песчаников, характерных для базальных слоев надакской свиты.

Характер проявления куюндинских интрузий среди гранитоидов Кураминского батолита сходен с проявлением аляскитов, лейкократовых гранитов.

В составе розовых гранодиорит-порфиров участвуют крупные фенокристаллы, состоящие из плагиоклаза (около 30%), розового калишпата (15%); биотит и амфибол не превышают 5%. Две трети основной микрогранитовой массы составляет калишпат и одну треть — кварц.

Гранодиорит-порфиры так называемого алмалыкского и гушсайского типов наиболее распространены и типичны для позднегерцинских этапов магматического цикла.

Общим для этих пород являются их порфировые структуры. В порфировых выделениях часты крупные, хорошо ограненные, образующие двойники, кристаллы калишпата размером до 8 *см*. Преобладают кристаллы плагиоклазов, однако, размеры их значительно меньше. Фенокристаллы кварца в некоторых массивах довольно крупные и частые, что послужило поводом для выделения отдельных разновидностей среди множества выходов порфировых интрузий, особенно тех, которые

относятся к гушсайскому типу. Последние широко распространены в Курамино-Ферганской зоне и обладают рядом отличительных свойств. К ним относятся крупные фенокристы розовых калишпатов, четко выделяющихся среди порфировой массы. Породы обычно серого цвета различных оттенков. В отличие от более древних порфировых интрузий или субвулканических аналогов доинверсионных эффузивных свит, пермские порфировые интрузивы не подвергнуты интенсивным изменениям. Они, как правило, свежие, часто содержат ксенолиты пород предбашкирского структурного яруса. Все это является важным критерием при решении спорных вопросов.

В порфировых интрузиях преобладают гранодиориты с повышенной кислотностью и щелочностью (адамеллиты, граниты, сиениты). Особенно часты эти отклонения в дайковых разностях. Попытки расчленить интрузивы по петрохимическим, структурно-текстурным признакам пока не дали положительных результатов. Возможно, при составлении схем их классификации необходимо учитывать такие чисто геологические факторы, как морфология, размеры интрузивов, состав вмещающих пород, историю дифференциального развития отдельных блоков, заключающих эти интрузии. Не случайно в практике картирования геологи вынуждены употреблять такие термины как гранодиорит-порфиры «гушсайского», «алмалыкского» и т. п. типов. В зависимости от места формирования меняется не только их внешний облик, но и роль в металлогении. Например, порфировые интрузии, располагающиеся в поднятии северо-западнее Мисканского разлома (северный блок), сопровождают промышленное медно-порфировое скарново-полиметаллическое оруденение. По внешнему виду породы калмаккырского, джаныбекского, надарбекского штоков гранодиорит-порфиров несколько отличаются от типичных гушсайских меньшим содержанием фенокристаллов полевых шпатов и, пожалуй, интенсивными гидротермальными изменениями, которые характерны для всех рудных полей. Вмещающими породами для алмалыкских гранодиорит-порфиров явились интрузии сиенитового комплекса, обнажающиеся в северо-западном блоке, представляющие участок с длительным устойчивым поднятием.

Типичные гушсайские интрузивы располагаются среди гранодиоритов Кураминского батолита и их фациальных разновидностей, в том числе, порфировых. Они рвут порфировые интрузии куюндинского типа, розовые и гранодиорит-порфиры Сарычеку, карбонатные толщи среднего палеозоя. Иногда эти интрузии проникают в пограничные зоны депрессии, сложенные эффузивами порфиритовой (C_1—C_2), андезито-дацитовой формаций (C_2—C_3). Вероятно, в комплексе порфировых интрузий, относимых к гушсайскому типу, возможны и субвулканические тела и фациальные разновидности Кураминского батолита. Не случайно некоторые массивы гушсайских (?) гранодиорит-порфиров по внешнему виду, структуре и составу очень сходны с лавовой фацией акчинских вулканитов.

Несомненно древними являются вмещающие порфировые интрузии Шаугазского молибденового месторождения, связанного с гранит-порфировыми дайками поздних фаз.

Что касается особой рудогенерирующей роли гранодиорит-порфиров алмалыкского типа, то здесь существует малообоснованная тенденция преувеличения. Все известные в районе разновидности пермских гранодиорит-порфировых интрузий в зависимости от вмещающей среды сопровождают оруденение. Характерно, что все ксенолиты гранитоидов раннего этапа (гранодиориты, сиенито-диориты и их фациальные разновидности), а также эффузивы нижнего девона, нижнего —

среднего карбона, находящиеся среди порфировых интрузий, содержат медное оруденение.

В этом смысле рудовмещающие сиенито-диориты месторождений Қалмаккыр, Акчеку, Джаныбек, Дальнее и другие представляют крупный ксенолит среди массива порфировых интрузий. Глубокое бурение показало, что пальцеобразные, штокообразные и дайкообразные выступы гранодиорит-порфиров на глубине сливаются в единый крупный массив, подстилающий оруденелые участки сиенито-диоритов. Следовательно, морфологические особенности выходов гранодиорит-порфиров, с учетом состава вмещающих пород, могут быть использованы как индикаторные.

Если на поверхности минерализованной зоны среди пород нижнего (предверхнебашкирского) структурного яруса и, особенно, среди кварцевых порфиров $Д_1$, или гранитоидов $С_{1-2}$, имеются частые небольшие выходы гранодиорит-порфиров, то с полным основанием можно предполагать, что оруденение продолжается в нижних горизонтах, а обособленные выходы образуют более крупный выход.

Если мы видим большое поле развития порфировых интрузий с небольшими ксенолитами пород нижнего структурного яруса, то это явный признак бесперспективности оруденения на глубину. Здесь налицо корни оруденения, т. е. нижний предел его распространения. Это пока мы считаем единственным и надежным геологическим критерием установления «вершков» и «корешков» оруденения, которые волнуют многих геологов.

Если минералогические, геохимические, петрохимические, парагенетические признаки, зональность и т. п. будут увязаны с геологическими, можно получить более достоверные сведения. Например, рудопроявления верховьев рек Саукбулак или Қаттанау представляют корешки месторождения. Здесь оруденение находится в пределах небольших ксенолитов, аляскитов, гранодиоритов, сиенито-диоритов, а Алмалыкское рудное поле, осебнно, месторождение Дальнее, где на поверхности обнажаются лишь небольшие апофизы гранодиорит-порфиров, в основном, содержат «вершки», т. е. слабо эродированные горизонты рудной залежи.

Исходя из указанных особенностей выходов рудоконтролирующих порфировых интрузий, представляются перспективными рудопроявления меди, обнаруженные в 1968 г. нами и Дж. Матчановым в сиенито-диоритах бассейна р. Алмалык. Здесь имеются частые мелкие выходы пермских гранодиорит-порфиров, крупные разломы и широко развиты рудовмещающие породы нижнеструктурного яруса (кварцевые порфиры, сиенито-диориты, аляскиты, известняки). Эта площадь в существующих картах ошибочно отнесена к депрессиям (центральный блок), тогда как она является частью поднятия, сходного с северным блоком.

В составе порфировых интрузий алмалыкского типа участвуют фенокристаллы плагиоклазов (олигоклаз — андезин 20—25%), калишпат (15%), биотит и амфибол (5—10%), кварц (до 5%). Основная масса породы, занимающая примерно половину объема породы, состоит, в основном, из калишпата (35%), кварца (15%) и плагиоклазов (5%).

В результате подсчета среднего минералогического состава пород (Н. И. Джантуганов, 1967), получены следующие данные: содержание калишпата составляет 56%, плагиоклаза — 27, темноцветных — 7 и кварца — 20%.

При получении достоверных схем расчленения порфировых интрузий, выявления их роли в рудообразовании, важная роль принадлежит

дайковым образованиям (Х. М. Абдуллаев, 1965; О. П. Горьковой, 1966; Дж. Матчанов, 1966, 1967, 1969).

Благодаря своим морфологическим особенностям и генетической сущности, эти жильные тела не столь сильно подвержены контаминации, но зато чутко реагируют на закономерную смену плана деформации. В них четко выражены взаимоотношения между собой и с другими формациями, в том числе гидротермальными и рудными.

Дайковые образования расчленены на два комплекса: гранитоид-порфировой и порфирито-кварц-порфиритовый (табл. 5, 6). Как видно, второй комплекс представлен контрастно-дифференцированными породами, тогда как в раннем комплексе наблюдается постепенная смена состава. Как уже отмечалось, подобная закономерность наблюдается в эффузивных формациях верхнего палеозоя. В депрессиях позднего заложения, занимающих периферийные зоны Центрального Кураминского ядра, эффузивы резко дифференцированы, чего не наблюдается в ранних депрессиях.

Депрессии позднего заложения тяготеют к площадям с максимальной мощностью земной коры (О. П. Горьковой, В. И. Уломов, 1967). Вероятно, очаги резко дифференцированных эффузивов возникли на больших глубинах и затем резко перемещались к поверхности, тогда как очаги депрессий раннего заложения были достаточно стабильными и возникали на средних глубинах.

Указанный режим очагов можно объяснить усложнением тектонических блоков и увеличением их раздробленности. Все это подтверждается еще и тем, что наиболее поздние плутонические дайки представлены диабазовыми порфиритами — продуктами очагов, опустившихся на значительную глубину в связи с увеличением тектонической раздробленности коры в заключительных этапах цикла. Структура поздних ультракислых даек, отличающихся отсутствием интрателлурических вкраплений, также свидетельствует о быстром внедрении магмы из мелких, хорошо сообщающихся с поверхностью очагов, при которых не могли существовать условия для выделения фенокристаллов.

Гранитоид-порфировый комплекс начал формироваться после отложения шурабсайской свиты нижней перми с момента внедрения сиенито-диорит-порфировых штокообразных тел с дайковыми апофизами субмеридионального северо-западного простирания. В бассейне р. Каульды подобные дайки, по данным Е. Р. Бутьевой, В. Ф. Викторова и др. (1963), прорывают гранодиорит-порфиры Алмалыкского типа. Дайки данного типа широко распространены на месторождении Кургашинкан. В отличие от апофиз сиенито-диоритового массива, они менее изменены.

Состав дайки меняется от сиенито-диоритов до диоритов в приконтактовой части. Ее химический состав колеблется от слюдяного сиенита и монцонита до кварцевого диорита Дэли.

В результате спектрального анализа (89 проб) во всех пробах установлены: Cu, Ni, Ga, Pb, Co, Be, Sr, V и в единичных — As, Sb, La, In, Mo, Sn, Zn, Cr.

Характерно изменение содержания элементов в зависимости от состава вмещающих пород. Например, около карбонатных пород появляются Sr, Ag, эффузивов основного и среднего составов — Sb, Cr, Yb; вблизи кварцевых порфиров — La.

Описываемые штокообразные, дайкообразные тела порфировых интрузий гранитоидов наиболее близки по возрасту к интрузиям Алмалыкского типа.

Таблица 5

Последовательность формирования и районы проявления дайковых комплексов

Этап развития в герцинско-тектономагматическом цикле	Плутонический комплекс	Проявление эффузивно-осадочных комплексов и штокообразных эффузивов	Номер типа даек соответственно последовательности образования	Петрографические и возрастные типы даек, выделенные Дж. Матчановым в Алмалыкском р-не и их положение в классификации Х. М. Абдуллаева	Простирание и мощность даек (в скобках часто встречающееся значение)	Район максимального развития даек и эффузивно-осадочных комплексов	Вмещающие породы и взаимоотношения их с дайками
Малых порфировых интрузий	—	Конгломерато-песчаниково-порфиритовый (шурабсайская свита)	0	Дайковые тела не обнаружены	—	Гавасай, Чадаксай, Чаркасарсай, Карамазарсай, Кансай, горы Ташкескен, Каржантау, Каратагата	Перекрывается эффузивами T_{kz}, залегает на размытой поверхности эффузивов C_3
	Гранитоид-порфировый	Небольшие (от 150×500 до 500×1000 м²)	1	Сиенито-диорит-порфиры (сателлиты)	ССЗ 0,5—150 м (10—15)	Бассейны рек Ургаз, Саукбулак, Кызата, Алмалык, Каракия	Аляскиты, эффузивы $(D_1 - C_1^2)$, эффузивы и интрузивы $(C_{2-3} - P_1)$, в том числе гранодиорит-порфиры алмалыкского, гушсайского типов; субвулканические тела надакской свиты
		Штоки сиенито-диорит-порфиров с переходом в гранодиорит-порфиры в басс. р. Алмалык (Джаныбек и др.) и Кызата					
		Предполагается на значительной глубине	2	Адамеллит-порфиры (сателлиты и плутонические)	ВСВ 3—40 м (15—20)	Бассейны рек Кандыр, Сарыташ, Ургаз, Саукбулак	Те же, секут дайки 1 типа
		Неизвестно	3	Гранит-порфиры (плутонические)	ЗСЗ 3—30 м (10—15)	В верховьях саев Кандыр, Сарыташ, Кыркыз, Шаугаз, реже на зап. Алмалыкского р-на	Те же, секут дайки 1—2 типов
		Неизвестно	4	Флюидальные микрогранит-порфиры и фельзит-порфиры (плутонические)	СВ 0,40—30 м (10—15)	Верховья саев Кандыр, Сарыташ, Кыркыз	Эффузивы (C_2—C_3) и гранодиориты (C_2^1) секут дайки 2—3 типов
		Долерито-липарит-порфировый (равашская свита)	5	Кварцевые диоритовые порфириты (субвулканические)	СВ 2,5—30 м	Верховья саев Культа, Кандыр, среднее течение Сарыташа, Шаугаза, Ургаза	Те же, с 4 типом не соприкасаются
		Кварц-порфировый (кызылнуринская свита)	6	Кварцевые порфиры и гранит-порфиры (субвулканические)	ССЗ	За пределами Алмалыкского р-на (правобережье рек Ахангаран, Кумышкан)	Известняки и доломиты ($Д_3$—C_1), эффузивы (C_2)
Дайковый	Порфирито-кварц-порфировый	Неизвестно	7	Пироксеновые диабазовые порфириты (плутонические)	ССВ 0,50—10 м (3—6)	Западная часть Алмалыкского р-на (Опансай)	Кварцевые порфиры $(Д_1^2)$
		Неизвестно	8	Роговообманковые диабазовые порфириты (плутонические)	СВ 0,30—10 м (3—6)	Бассейн р. Каракия	Биотитовые граниты $(S_2^2?)$, известняки $(Д_3$—$C_1)$, эффузивы $(C_2$—$C_3)$, гранодиориты (C_2^1) секут дайки 2 типа
		Неизвестно	9	Кварцевые диабазовые порфириты (плутонические)	СЗ 0,20 — 6 м (3 — 4)	Верховья саев Кандыр, Сарыташ	Те же, секут дайки 3, 4, 5, 8 типов
		Неизвестно	10	Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры (плутонические)	ЗСЗ 10—15 м	Верховья саев Кандыр, Сарыташ, Учкыз, Восточный Карамазар	Эффузивы (C_2) секут дайки 2, 3, 4, 8, 9 типов; с другими типами даек не соприкасаются

На площади Алмалыкского и Сарычекинского рудных полей скважинами довольно часто вскрываются дайкообразные тела кварцевых монцонитов, сиенито-диорит-порфиров, сиенит-порфиров, с которыми допускается связь медно-молибденового и полиметаллического оруденения западной части района. О близости возрастов штоков и даек данного комплекса с другими малыми интрузиями и оруденением свидетельствуют также взаимопересечения даек сиенито-диорит-порфиров и апофиз штока гранодиорит-порфиров Алмалыкского типа.

Порфировидные адамеллит-порфиры и гранодиорит-порфиры образуют другую серию пород в данном комплексе. Они также представлены штоками и дайками-сателлитами субширотного направления и широко развиты в междуречье Саукбулак—Кандыр. По возрасту и составу близки к порфировым интрузиям гушсайского типа. Не исключена возможность параллелизации их с гранодиоритами алмалыкского типа, которые тоже образуют серию сближенных субширотных даек.

Обращает на себя внимание наличие в описываемых дайках ксенолитов медных руд. Как уже отмечалось, в ксенолитах пород нижнего структурного яруса и располагающихся среди порфировых интрузий гушсайского и алмалыкского типов, также часты оруденения.

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что выделение более ранних, чем гранитоид-порфировый дайковый комплекс, самостоятельных малых интрузий является условным.

Попутно следует отметить некоторые ошибки, которые допускаются при оценке возраста минерализации по ксенолитам.

Если какая-либо дайка или интрузив содержат ксенолит оруденелой породы, то это считается бесспорным доказательством древности оруденения. Между тем, в большинстве случаев этот факт свидетельствует об одновременности рудной минерализации со становлением данных интрузивных тел. Ни один ранний сульфидный или водосодержащий минерал не может сохраниться, если он попадает в среду, где генерируется или движется магма. Напротив, такие минералы могут генерироваться в ксенолитах пород, которые оказались неполностью замещены магмой и поэтому сохранились в виде ксенолитов. При этом, естественно, меняется состав пород ксенолитов, что часто не позволяет установить исходный состав ксенолитов.

Между тем наличие минерализованных, метасоматически измененных ксенолитов (больших и малых размеров) является одним из главных доказательств генетической связи минерализации и метасоматического процесса с интрузиями.

Породы описываемой серии отличаются присутствием крупных, от 2 до 8 *см* фенокристаллов микропертитового калишпата (15%), плагиоклазов (около 20—25%), округлых зерен кварца (5%), биотита (10—12%), амфибола (5—6%). Крупнокристаллическая идиоморфнозернистая микрогранитовая основная масса составляет более половины объема породы и состоит из полевых шпатов, кварца, редких зерен амфибола и биотита. В акцессориях участвует магнетит, апатит и редко циркон (шл. 3339).

Кислые разности соответствуют щелочно-земельным гранитам, кварцевым монцонитам, более основные — сиенитам, монцонитам Дели. Лампрофировые краевые зоны зональных даек отвечают габброидам.

Малые элементы, как Cu, Ni, Ga, Be (I балл),), Zn (II балл) обнаружены во всех 60 пробах, Pb (I), Sr (III), V (IV)— в большинстве, а Co, Sn, La, Yb (I) и Cr (II) только в некоторых. В краевых зонах

Таблица 6

Состав даек, взаимоотношение между ними, продуктами гидротермальной минерализации и рудами

Номер типа даек	Характеристика даек	Взаимоотношение даек, руд и метасоматитов	Синхронная с дайками (сопутствующая) минерализация	
			тип	месторождение
0	Туфогенно-осадочные образования, сменяющиеся плагиоклазовыми, андезитовыми и дацит-андезитовыми порфиритами	Содержат ксенолиты магнетитовых руд в р-не месторождения Чокадамбулак (Арапов, Базиль, 1959)	—	Неизвестно
1	Меланократовая порфировая порода светло-буровато-серого и буровато-красного цвета. В порфировых выделениях полевые шпаты, биотит, роговая обманка и пироксен. Состав породы меняется от диоритовых порфиритов через сиенито-диорит-порфиры до гранодиорит-порфиров. Образуют зоны закала мощностью от 10 *см* до 0,5 *м*	Неизвестно	Медно-порфировая в зонах пропилитов, свинцово-цинковая в карбонатных породах	Калмаккыр, Дальнее, Сарычеку, Куруксай, Северное, Джангалык, Кургашинкан
2	Порфировая порода серовато-розового цвета с крупными (3—5 *см*) фенокристаллами калишпата и выделениями плагиоклаза, кварца и цветных минералов (биотит, амфибол). В зональных дайках каемки представлены лампрофировидными диоритовыми порфиритами. Мощность зоны закала колеблется от долей до 20—25 *см*.	Содержат ксенолиты медных руд в р-не Сарычеку (Викторов, 1961; Матчанов, 1964), секут кварцево-золоторудную жилу в р-не месторождения Актурпак (Яковлева, 1959), в низовьях Кызатысая пересекаются кварц-карбонат-свинцово-цинковыми жилами	Свинцово-цинковая в карбонатных скарнах и апоскарновых метасоматитах	Ташбулак, Кичиксай, Чалата
3	Порфировая порода розового, мясо-красного цвета с выделениями калишпата (2—3 *см*), плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Дайки часто образуют асимметричные зоны закала мощностью от 3 *см* до 0,5 *м*. Преимущественно падают на юго-запад. Зона закала висячего контакта уже, чем зоны закала лежачего	В районе месторождения Аткулак прорывают скарново-магнетитовые (Кахаров, 1958), в р-не месторождений Чалата и Учкатлы скарново-свинцово-цинковые рудные тела (Воронич, 1957). Содержат наложенную молибденовую и медную минерализацию в осветленных зонах	Свинцово-цинковая в скарнах	Алтынтопкан, Ташгезе
4	Мелкозернистая порфировая порода светло-розового цвета с флюидальной текстурой эндо-	В районе месторождения Мышик кол секут скарны со свинцово-цинковой	Молибденовая (?) в осветленных зонах	Шаугаз, Янгаклы

Продолжение табл. 6

Номер типа даек	Характеристика даек	Взаимоотношение даек, руд и метасоматитов	Синхронная с дайками (сопутствующая) минерализация	
			тип	месторождение
	контакта. Мощность флюидальной зоны колеблется от 0,5 до 1,5 *м*.	минерализацией (Абдуллаев и др., 1958). В верховьях саев Кандыр, Сарыташ прорываются кварц-барит-халькопиритовыми жилами (Матчанов, 1966)		
5	Меланократовая порфировая порода серого, зеленовато-серого, розовато-серого цвета с выделениями плагиоклазов, роговой обманки (размеры до 2—3 *см*). Мощность зоны закала колеблется от 5 до 40 *см*.	Неизвестно	Кварц-гематитовая с золотом	Железный разлом
6	Порфировая порода мясо-красного цвета с выделениями кварца.	Неизвестно	Магнезиальные и карбонатные скарны, апоскарновые изменения	Кумышкан
7	Мелкозернистая плотная порода темно-зеленого цвета с преобладанием пироксена над амфиболом	Диабазовые дайки (нерасчлененные) секут скарново-магнетитовые рудные тела в районе месторождений Туранглы, Чокадамбулак (Кахаров, 1958; Горьковой, 1964); скарны с полиметаллическим оруденением в р-не месторождений Алтынтопкан, Чалата, Северный Джангалык (Горьковой, 1964), кварцевые жилы на правом борту Карамазарсая (Горьковой, 1964), в бассейне Кочбулаксая (Матчанов, 1966) и кварц-золоторудные жилы в р-не Чадака (Аверин, 1960; Горьковой, 1964). Ксенолиты кварц-гематитовых руд заключены в диабазовых порфиритах (Матчанов, 1966) Эти дайки пересекают брекчированную зону с обломками кварцевых жил	Неизвестно	
8	Мелкозернистая плотная порода серовато-зеленого и буроватого цвета с преобладанием амфибола над пироксеном			
9	Мелкозернистая плотная порода зеленовато-черного цвета с незначительным количеством ксеноморфных зерен кварца			

Продолжение табл. 6

Номер типа даек	Характеристика даек	Взаимоотношение даек, руд и метасоматитов	Синхронная с дайками (сопутствующая) минерализация	
			тип	месторождение
		(Хан, 1967). В свою очередь сами секутся кварц-халькопиритовыми, кварц-барит-халькопиритовыми жилами в верховьях Кандырсая (Матчанов, 1966), кварц-барит-флюорит-свинцово-цинковыми жилами в р-не месторождения Наугарзан (Саркисов, 1960; Горьковой, 1964), Восточном Карамазаре (Бабаходжаев, 1961); Чокадамбулаке (Каххаров, 1958), Учкызе (Хан, 1967).		
10	Мелкозернистая плотная порфировая порода коричневого цвета с выделениями кварца и фельзитовым строением. Мощность зоны закала колеблется от 3 до 30 *см*	Неизвестно	Кварц-халькопиритовая, кварц-барит-халькопиритовая, кварц-барит-флюорит-свинцово-цинковая	Бассейны рек Кендыр, Сарыташ, Кырккыз, Шаугаз, Кызата. Рудные поля Наугарзан. Восточный Карамазар и другие

даек наблюдается повышение содержания цинка, появляются молибден, серебро.

Порфировидные гранит-порфиры образуют преимущественно протяженные плутонические дайки запад-северо-западного направления. Занимают более южное положение, чем предыдущая серия даек, четко пересекают их и распространены далеко на восток за пределами района.

В бассейне рек Сарыташ, Кандыр наблюдаются пересечения дайки гранит-порфиров сферолитовыми фельзит-порфирами и микрогранит-порфирами, которые развиты в Алтынтопканском рудном поле; сопровождают скарново-полиметаллическое оруденение. Большинство исследователей порфировые интрузии Алтынтопкан-Чалатинского рудного поля параллелизуют с гушсайским комплексом интрузии без уточнения возраста.

Простирание ультракислых даек (микрогранит-порфиров и др.) северо-восточное под углом 35—65° с преимущественным падением на юго-восток под углом 70—80°. Мощность даек меняется от 0,4 до 30 *м*, а протяженность от 50 *м* до 6 *км*. Эрозионным срезом они вскрыты на глубине до 1200 *м*. Цвет пород буровато-серый с зеленоватыми оттенками в призальбандовой флюидальной зоне мощностью 0,5—1,5 *м*. Дайки имеют мощность менее 4 *м* и полностью флюидальны.

Порфировые выделения составляют не более 3—4% и представлены альбитом, калишпатом, кварцем, редко биотитом. Структура основной массы псевдосферолитовая в сочетании с гранофировой и криптокристаллической. В основной массе часто наблюдается образование кварца, серицита и хлорита.

Описываемыми ультракислыми дайками завершается гранодиорит-порфировый дайковый комплекс. За ним следуют субвулканические тела кварцевых диорит-порфиров равашской свиты, а также кварцевых порфиров и гранит-порфиров кызылнуринской свиты.

Порфирито-кварц-порфиритовый контрастно дифференцированный комплекс включает три серии плутонических даек основного (диабазовые порфириты) и ультракислого (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры) состава.

Дайки диабазовых порфиритов отличаются тектонической ориентировкой. Наиболее ранние имеют субмеридиональное север-северо-восточное направление, сменяющееся северо-восточным и затем северо-западным. Интрузивный процесс заканчивается самыми молодыми в районе ультракислыми дайками. По внешнему виду и химическому составу они сходны с ультракислыми дайками первого комплекса и потому их часто путают. Характерным для этих даек является полное отсутствие сульфидной минерализации, тогда как в ранних ультракислых дайках наблюдается наложение рудного процесса (табл. 5, 6).

О взаимоотношении даек и руд

В монографии «Дайки и оруденение» Х. М. Абдуллаев особо подчеркивал роль даек в решении многих сложных вопросов петрологии и металлогении.

Результаты исследований, проведенных нами в Алмалыкском рудном районе, показывают, что дайки гранитоидов, являющиеся не только сателлитами продуктивных штокообразных гранитоидов, но и образующие самостоятельные дайковые комплексы в позднем, собственно дайковом этапе интрузивного магматизма, играют в эндогенном рудогенезе роль интрузивных тел.

Следовательно, самостоятельные и обособленные жильные гранитоиды можно отождествлять по их металлогеническому значению со штокообразными телами. Такая аналогия, по-видимому, обусловлена также и генетическим сходством. Именно поэтому многие исследователи объединяют гранитоидные дайки в комплекс малых интрузий.

Дайки незаменимы при выявлении многоэтапности оруденения и установлении относительного возраста метасоматических и рудных проявлений. Пересечение скарнов и других метасоматических (реже рудных) образований дайками опровергает мнение о том, что все рудные процессы происходят после завершения магматических. А так как самые молодые кислые и ультракислые интрузии Кызылнуринского комплекса и дайки основных пород относятся к нижне-триасовому возрасту, то возраст оруденения в Кураминской подзоне можно считать чуть ли не мезозойским. В настоящее время имеются сведения о наличии послекызылнуринских интрузий (В. Т. Юдин и др., 1966). По данным З. А. Юдалевича, В. Н. Апполонова, А. Р. Блажеевича, подобные интрузии в Чаткале пересекают дайковые комплексы, сходные с описываемыми.

Нами установлено пересечение в верховьях Кызаты кварц-гематитовых жил, заключенных в каледонских аляскитах с гранитоидами гушсайского комплекса (C_3—P_1?), а Дж. Матчанов описал ксенолит-

кварц-гематитовые жилы Железного разлома в дайке диабазовых порфиритов.

В. Ф. Викторов в жерловой фации равашской свиты (P_2) Южного Калмаккыра, в дайке сиенит-диорит-порфиров в районе Сарычеку обнаружил ксенолиты медно-порфировых руд.

По данным Д. Т. Хан (1967), в районе Учкыза диабазовые порфириты секут оруденелые кварцевые жилы, а сами пересекаются прожилками кварц-кальцит-барит-халькопиритового состава и дайками фельзит-порфиров. Случай пересечения кварц-золоторудной жилы дайкой диабазов известен на месторождении Чадак (Р. А. Мусин, Дж. Матчанов, 1969).

Взаимоотношения диабазовых даек со скарнами и другими метасоматитами и рудами в Чаткальском, Кураминском хребтах описаны в работах Х. М. Абдуллаева (1964—1965), С. М. Бабаходжаева (1961), Т. М. Воронич (1957, 1964), А. Каххарова (1958, 1964), И. М. Мирходжаева (1954, 1959), В. П. Петрова (1964), О. П. Горькового (1964), Ф. Р. Усманова (1962), Ф. Ш. Раджабова (1962), В. Ф. Викторова (1961), Г. С. Саркисова (1960), Ю. А. Аверина (1960), Дж. Матчанова (1966) и др.

Однако эти взаимоотношения, хотя и выявляют многоэтапность минерализаций, но не дают четкой картины о возрасте конкретных сульфидных руд в медно-порфировых и свинцово-цинковых месторождениях, где собственно рудный процесс накладывается на ранние метасоматические образования. Например, время возникновения вторичных кварцитов относится к середине среднего карбона, а сульфидные руды ассоциируют с порфировыми гранитоидами нижней перми. Магнезиальные скарны Кургашинкана образовались одновременно с формированием сиенит-диоритовой интрузии начала среднего карбона (возраст определен по геологическим данным и радиологическим методом). По ним развивались известковые скарны, затем происходили апоскарновые и аподоломитовые кварц-кальцит-серпентиновые изменения, сопровождающие сульфидное оруденение. Характерно, что оруденелые карбонатные породы Кургашинкана также представляют собой крупный ксенолит в сиенито-диоритах. Аналогичные свинцово-цинковые руды встречаются среди медно-порфировых, что может свидетельствовать об одновременности этого сульфидного процесса. Причем, галенит, сфалерит и флюорит появляются только в тех участках, где среди сиенито-диоритов сохранились незамещенные магмой ксенолиты карбонатных пород.

Таким образом, главная масса сульфидных руд, сопровождающихся среднетемпературными метасоматитами, несомненно, возникла в период становления порфировых интрузий, но часть сульфидного оруденения проникает в гранодиорит-порфиры и, возможно, синхронна с ранними типами даек и штокообразных тел гранитоид-порфирового комплекса.

Оруденение, распространенное на востоке района (молибденовое, свинцово-цинковое, золотое, медное), в ассоциации с низкотемпературной жильной минерализацией кварц-карбонат-барит-флюоритового состава, пересекает дайки 3—9 типов (Шаугаз, бассейны рек Сарыташ, Кыркыз, Кендыр).

Выявлена принадлежность дайковых образований к плутоническим комплексам: гранитоид-порфировому и порфирито-кварц-порфировому. Первый из них укладывается в пределы P_1—P_2. Он формировался после отложения шурабсайской свиты (P_1) и штокообразных тел порфировых гранитоидов (P_1) и частично синхрон-

но с наиболее поздними фазами этих интрузий. К последним относятся небольшие штоки сиенито-диорит-порфиров, переходящие в гранодиорит-порфиры и обнажающиеся в бассейнах рек Алмалык (Джаныбекский шток) и Кызата.

Дайковые тела сиенито-диорит-порфиров, по мнению В. Ф. Викторова, представляют фации кварцевых монцонитов, вскрытые скважинами в районе месторождения Сарычеку.

Эти дайки, по-видимому, имеют тесную связь с адамеллит-порфирами. Последние, в зависимости от эрозионного среза и изменения мощности в пределах одной дайки, сменяются сиенито-диоритовыми, грано-сиенитовыми, грано-диоритовыми разностями, но сохраняют

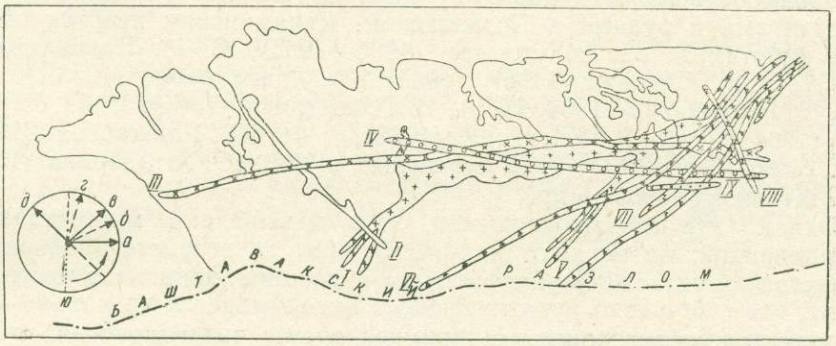


Рис. 11. Схема последовательности формирования структур и дайковых образований послебатолитового этапа в Алмалыкском районе (составлена с использованием материалов Д. Матчанова).

I—субвулканические гранодиорит-порфиры гушсайского типа; *II*—сиенито-диорит-порфиры; *III*—адамеллит-порфиры; *IV*—гранит-порфиры; *V*—сферолитовые микрогранит-порфиры и фельзит-порфиры (*а*—направление пограничных линий герцинид Тянь-Шаня, широтных продольных осей крупных раннегерцинских складок, интрузий, ранних и обновленных сопряженных разломов, альпийских надвигов, даек II и III типов, *б*—направление обновленных субширотных структур, сопряженных с широтными, даек X типа, протяженных зон и низкотемпературных минерализаций, *в*—направление крупных поперечных разломов, складок, пограничных линий, депрессий и поднятий, даек IV—V типов, рудных тел месторождений среднетемпературного комплекса, *г*—направление субмеридиональных, сопряженных с крупными поперечными структурами, даек VII, VIII типов, непротяженных зон низкотемпературной минерализации, *д*—направление каледонских структур, пограничной линии Кураминской и Чаткальской подзон и подчиненных ей разломов, линий выходов сиенито-диоритов, ранних фаз пермских порфировых интрузий, даек III, VI типов, рудных полей среднетемпературного комплекса. *VI*—кварцевые диорит-порфиры (субвулканические), *VII*—диабазовые порфириты СВ—простирания, *VIII*—диабазовые порфириты СЗ—простирания, *IX*—кварцевые порфиры и фельзит-порфиры.

свойственное адамеллит-порфирам субширотное направление. Субмеридиональные дайки сиенито-диорит-порфиров тоже меняют состав до диоритов, монцонитов и гранодиоритов, реже грано-сиенитов.

Второй комплекс, собственно дайковый, возник вслед за отложением равашской свиты (P_2) и формированием наиболее поздних типов даек ультракислого состава, синхронных с кызылнуринской свитой.

В развитии дайковых и интрузивных комплексов наблюдается одинаковая закономерность. Состав их внутри комплекса по мере омоложения меняется от основного к кислому.

Ранние типы даек чаще встречаются в западной части района, где обнажаются нижние структурные ярусы, а поздние — в восточной с распространенными отложениями верхних ярусов. Если в раннем комплексе ориентировка даек от ранних к поздним последовательно меняется от субмеридионального к субширотному и северо-восточному направлению, то в позднем такая закономерность нарушается (рис. 11).

Частая смена главных направлений даек позднего комплекса и их количественный рост обусловлены увеличением роли разрывных нарушений по мере консолидации региона, неоднократным наложением интрузивных процессов.

В тесной связи с характером проявления интрузий, сменой сравнительно крупных штокообразных интрузий жильными телами гранитоидов, меняются комплексы и масштабы эндогенного оруденения.

В западной части региона сосредоточены крупные скарново - полиметаллические, медно-порфировые месторождения, связанные со среднетемпературными метасоматитами. По мере продвижения на восток чаще встречаются низкотемпературные, в основном, жильные комплексы и наиболее крупные слабометаморфизованные первично экзогенные алунитовые кварциты. Последние окаймлены свинцово-цинковой, золоторудной, реже медной минерализацией в пропилитовых и других гидротермально преобразованных фациях вторичных кварцитов. Для восточной части района характерны крупные жильные тела, состоящие из кварца, барита, кальцита, флюорита и сульфидов свинца, цинка, реже меди и др.

Типы даек (1—4) в гранитоид-порфировом комплексе и сами плутонические комплексы устанавливаются четким взаимным пересечением и отношением их к эффузивно-осадочным породам, отнесенным к шурабсайской (?) и условно к равашской свитам. Однако в последнее время появились данные о более древнем возрасте самой молодой кызылнуринской свиты. Если это справедливо, то соответственно изменится возраст дайковых комплексов.

Таблица 7

Химические анализы на бериллий и редкие земли, %

Номер пробы	Be	Номер пробы	TR
2932 *б*	0,0060	5395	0,0020
3003	0,0068	5305	0,0004
3520	0,0044	6077	0,0024
4185	0,0028	5486	0,0020
3531	0,0072	5333	0,0018
5166	0,0034	5171	0,0030
5168	0,0046	5171	0,0010
4273	0,0042	6063	0,0032
4214	0,0018	5438	0,008
3960	0,0046	5297	0,0030
3308	0,0066	6008	0,0022
4980	0,0056	7283	0,0016
4279	0,0020	5393	0,0008
3972	0,0062	7273	0,002
4161	0,0062	6068	0,024

Примечание. 2932 *б* — Шаугазсай, фельзит-порфир (P); 3003 — Шаугазсай, микрогранит-порфир (P_2); 5171 — Саукбулаксай, диоритовый порфирит (P); 3520 — Алмалыксай, гранодиорит-порфир (C_3—P); 3308 — Кызатасай, гранодиорит-порфир (P); 3531 — Катрангасай, сиенито-диорит-порфир (P); 3960 — Саргаламсай, гранодиорит-порфир (P); 3972 — Саргаламсай, гранодиорит-порфир (P); 4161 — Сарычеку, сиенито-диорит-порфир (P); 4185 — Саукбулаксай, гранодиорит-порфир (P); 4214 — Саукбулаксай, гранодиорит-порфир (P); 4273 — Саукбулаксай, измененный гранодиорит порфир (P); 4273 — Саукбулаксай, гранодиорит-порфир (P); 4980 — Надырбек, гранодиорит-порфир (P); 5166 — Саукбулаксай, сиенито-диорит-порфир (P); 5168 — Саукбулаксай, сиенито-диорит-порфир (P); 5297, 5395 — Кызатасай, лампрофир (P); 5305 — Кызатасай, гранодиорит-порфир (P); 5333 — Кургашинкан, сиенито-диорит (C_2); 5393 — Кызатасай, адамеллит-порфир (P); 5438 — Кандырсай, фельзит-порфир; 5486 — Сарыташ; фельзит-порфир (P); 6008 — Сарычеку, сиенито-диорит-порфир (P); 6063 — Сарычеку, сиенито-диорит-порфир (P); 6077 — Саргаламсай, лампрофир (P); 5068 — Сарычеку, андезито-дацитовый порфирит (C_2); 7273 — Шаугазсай, микрогранит-порфир (P); 7283 — Шаугазсай, кварцевый диоритовый порфир (P).

Анализы выполнены в химической лаборатории Министерства геологии УзССР и Института геологии АН УзССР.

Выше отмечалось, что дайки основного и ультракислого состава, образующие мощные дайковые поля, пересекаются послекызылнурин-

скими гранитоидными интрузиями субщелочного и кислого состава (Бабайобский, Шайданский, Бабайтагский, Куюндинский типы).

Субвулканические кварцевые диорит-порфиры и дайки порфирито-кварц-порфирового комплекса прорывают дайковые тела гранит-порфиров первого комплекса. Дайки кварцевых диорит-порфиров в свою очередь секутся дайками диабазовых порфиритов северо-западного простирания. Последние секут дайки диабазовых порфиритов северо-восточного простирания, что отмечали И. М. Мирходжаев в Мышикколе, Ж. Н. Кузнецов в бассейне р. Каракия, Б. И. Сигалов в Ургазе. Известно пересечение дайками кварцевых порфиров (10-ый тип) даек первого комплекса (2, 3, 4-ый типы), даек диабазовых порфиритов северо-восточного простирания (8-ой тип) и Восточном Карамазаре (С. М. Бабаходжаев, 1961) северо-западного простирания (9-й тип в районе Учкыз, Т. Д. Хан, 1967). Принимая во внимание указанные пересечения и учитывая закономерную смену составов даек в первом комплексе от основных к кислым, считаем возможным отнести дайки кварцевых порфиров к самому позднему типу второго комплекса.

Акцессорное содержание редких земель и бериллия в различных разновидностях интрузивных пород поздне-герцинского (пермского) комплекса меняется в незначительных пределах (табл. 7). Это свидетельствует о том, что весь комплекс, несмотря на большое петрографическое разнообразие, близок по возрасту и генетической сущности.

Глава III

РУДНЫЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПЛОЩАДЕЙ

Характеристика твердых полезных ископаемых в основном проводится по ведущему компоненту по видам минерального сырья. Этот принцип укоренился в изучении полезных ископаемых в связи с требованиями геолого-разведочной и горно-рудной практики, а также в связи с разнообразной формой проявления (генезиса) одного и того же вида сырья. Описание месторождений по генетическим признакам, типу процессов, метасоматическим изменениям и составу вмещающих пород имеет прикладной характер и является лишь частью учения о полезных ископаемых, раскрывающего возможные способы образования тех или иных месторождений.

Исходя из этого, в данной главе мы приводим характеристику месторождений, затем, на основе этих материалов и литературных данных, освещаем проявления метасоматических образований, как один из критериев, обусловливающих металлогенические особенности района или появление тех или иных рудных комплексов.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Поскольку вся геологическая служба, производственная и научная, призвана обеспечить народное хозяйство полезными ископаемыми, в настоящее время развернута обширная дискуссия о путях развития геологической науки. Здесь имеются в виду проблемы, поднятые В. В. Белоусовым (1963), Л. В. Пустоваловым (1966), А. Л. Яншиным (1966), В. С. Домаревым (1966), А. И. Тугариновым (1963) и др.

Одни исследователи считают важным изучение глубинных слоев земли, эндогенных процессов, как источников многих полезных ископаемых, особенно металлических, другие, напротив, призывают более широко развернуть исследования экзогенных процессов, при которых образуется не только большинство месторождений горючих полезных ископаемых, железа, алюминия, марганца, фосфора, различных солей, но и меди, золота, урана, свинца, цинка и т. д. Эти ученые считают, что типичные эндогенные полезные ископаемые составляют незначительный вес.

В поисках эффективных путей сближения двух самостоятельных процессов (эндогенных и экзогенных) в учении о твердых полезных ископаемых, да еще имеющих такие подразделы, как рудные и

нерудные, мы попытались создать схему классификации месторождений, которая включает все ассоциации конкретного элемента или соединения, образующих полезное ископаемое.

Нами на примере месторождений глиноземистой формации показана необоснованность и неэффективность классификации месторождений на рудные и нерудные. Действительно, такое деление приводило к самостоятельному изучению одних и тех же полезных ископаемых, залегающих в единых условиях, отличающихся по степени метаморфизма. Это бокситы и их метаморфизованные разности — корундовые залежи. Такой подход долгое время тормозил расширение поисковых работ на бокситы и корунды. Совместное рассмотрение всех разновидностей высокоглиноземистых пород выявляет некоторые особенности формирования и размещения щелочных комплексов и т. д. (Р. А. Мусин, 1951, 1957, 1964).

Предлагаемая нами классификация тоже не лишена недостатков, не всегда в ней можно придерживаться единого принципа. Например, почти для всех металлов (меди, свинца, цинка, серебра, золота, ртути, сурьмы, вольфрама, висмута, бора, молибдена, железа, кобальта, никеля, урана, тория, ванадия, титана) могут быть выделены пометальные формации: железорудная, меднорудная и т. п., или по группе геохимически и химически родственных элементов: ртутно-сурьмяные, медно-висмутовые, медно-никелевые, свинцово-серебряные, свинцово-цинковые, платиноидные, редкометальные, ниобий-танталовые, селен-теллур-таллиевые, титан-циркон-скандий-гафниевые и т. д. Для алюминия и кремния удобно выделять глиноземистые и кремнеземистые формации, учитывая распространенность в природе окислов этих элементов.

Большая группа полезных ископаемых, представляющих так называемое нерудное или химическое сырье, классифицируемая обычно как соленосная, фосфоритоносная, фтороносная, гипсоносная и т. п. формации может быть рассмотрена как единая по своей генетической сущности галогенная формация. Причем под этим термином подразумевается не только концентрация фтора, хлора, брома, йода, но многих компонентов, связывающих галлоиды в природные соединения (K, Ca, Na, Mg, Ag, Cu и др.). Последние, в свою очередь, находятся в соединениях с рядом других элементов. Совместное рассмотрение всех элементов, находящихся в галлогенной формации, свойственной аридным климатическим зонам, позволяет уточнить роль каждого элемента в формировании полезных ископаемых. Например, весьма своеобразна роль и сущность галлогенидов в газово-жидких включениях кварца, образующего ценное пьезооптическое сырье, а также в образовании таких природных соединений, как атакамит, кераргерит.

Наложение эндогенных процессов на первично экзогенные образования вносит большие изменения, не всегда явно выраженные, особенно в таких минералах как кварц или комплексах, которые в одинаковой форме проявлены, и в эндогенных, и в экзогенных условиях. В результате возникают неразрешимые споры о генетической сущности тех или иных месторождений, о которых особо подчеркивается в трудах сторонников необходимости развития осадочной ветви геологии (Л. В. Пустовалов, 1956, 1964, А. Л. Яншин, 1965 и др.).

Вместе с тем нельзя отрицать факты образования месторождений под воздействием высоких температур.

Нет ни одного месторождения полезных ископаемых, в образовании которого не участвовал бы экзогенный или эндогенный фактор. Несомненно, первенствующая роль принадлежит первым из них, т. е. разнообразным процессам, происходившим на поверхности земли с

участием гидросферы, биосферы и атмосферы, которым придавал огромное значение В. И. Вернадский (1960).

Предлагаемый принцип классификации месторождений предусматривает цель возможно более полного учета главного геологического фактора — экзогенного. Здесь мы ограничимся примером классификации месторождений лишь четырех формаций. Внутри формаций выделены типы разновидностей, отражающие изменения фациальных условий (табл. 8).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНОРУДНЫХ, ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ, ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

В Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне, куда входит Алмалыкский рудный район, имеются промышленные месторождения меди, свинца, цинка, золота, флюорита, алунита, [illegible] и др. Среди них особое положение занимает меднорудная формация, промышленные месторождения которой в пределах Средней Азии находятся только в исследуемом районе и представлены медно-порфировым типом. С ними тесно ассоциируют месторождения золоторудной, свинцово-цинковой, железорудной, глиноземистой и галогенной формаций. Эти полезные ископаемые встречаются совместно или на некотором расстоянии друг от друга, не выходя из общего контура структурно-фациальной зоны. Мы рассматриваем примеры меднорудной, полиметаллической и глиноземистой формаций.

Тесная взаимосвязь между месторождениями различных формаций, подчеркиваемая А. В. Королевым и, особенно, С. Т. Бадаловым (1965) на основе выявленного им сходства общих геохимических черт, в настоящее время приобретает особое значение. Это сходство видно и в составе минеральных комплексов руд различных месторождений.

Почти на всех более или менее крупных месторождениях в заметном количестве встречаются минералы всех рудных формаций. Например, на медно-порфировых месторождениях распространены не только золото, но и минералы железа, алюминия, свинца, цинка, флюорит. То же можно сказать и о свинцово-цинковых месторождениях, где в благоприятных геологических средах появляются крупные скопления медных руд.

Вместе с тем, наблюдается заметная дифференциация рудных компонентов в тех случаях, когда месторождения сформированы не в однородных средах или характеризуются относительно низкотемпературными комплексами минералов. Например, часто обособлены свинцово-цинковые руды в ассоциации с баритом, флюоритом, карбонатами и кварц-гематитовые жилы. Карбонатные среды вмещают свинцово-цинковую, магнетитовую минерализацию, а силикатные — золотую, медно-молибденовую. При слабом воздействии гидротермальных растворов и отсутствии заметных процессов метасоматического жилообразования, обособляются алунитовые, кварцевые и кварц-алунитовые залежи. Появление в алунитовых кварцитах жильных тел, заполненных кварцем или другими минералами, входящими в комплекс вторичных кварцитов, свидетельствует о наложении гидротермального процесса. При этом в жильном комплексе появляются сульфиды. Следовательно, интенсивность сульфидного оруденения прямо пропорциональна интенсивности жилообразования в среде алунитовых кварцитов. В результате, последние совершенно теряют первичный облик, и вторичные кварциты про-

Таблица 8

Принцип классификации рудных формаций

Формации и полезные ископаемые	Условия, благоприятные для максимальной концентрации	Тип месторождений			Главнейшие парагенные элементы (месторождения)	
		осадочные и осадочно-эффузивные	метаморфогенные	магматогенные (гипогенные)	в литогенезе (в экзогенных условиях)	в петрогенезе (в эндогенных условиях)
Глиноземистая Алюминий, абразивы, огнеупоры графит, фосфор и другие сопутствующие элементы.	*Экзогенные* Кора выветривания преимущественно высокоглиноземистых интрузивных, эффузивных пирокластических пород с участием биогенных процессов Хемогенные и терригенные осадки озер и морей Продукты сернокислотного выщелачивания пород фумарольными и холодными растворами В *эндогенных* условиях, как правило, происходит разубоживание руд глинозема Возможны россыпи (корунд, шпинель, диаспор) и переотложенные (аллахтонные) залежи	*Континентальные* Латеритные бокситы, каолины Озерно-болотные бокситы, каолины Алунитовые кварциты (латеритные, фумарольно-сольфаторные, инфильтрационные) *Морские геосинклинальные* Бокситы и их аналоги древних геосинклиналей среди терригенных толщ Бокситы среди карбонатных толщ	Метаморфизованные бокситы и алунитовые кварциты, превращенные в корундовые, кианитовые и андалузитовые залежи в мраморах, кристаллических сланцах, гнейсах	Массивы высокоглиноземистых (щелочных) магматических пород гранитоидного, габброидного и ультрабазитового рядов Корундовые тела (вкрапленники, жилы, линзы) среди щелочных и основных пород, в пегматитах, марунидитах, кыштымитах	Железо, марганец, кремний, ниобий, тантал, редкие земли, уран, углерод	Фосфор, титан, циркон, редкие земли, ниобий, тантал, уран, торий, иттрий, ванадий, бериллий, медь, золото,ртуть углерод, хлор, фтор, бор, свинец, цинк, железо
Меднорудная	*Экзогенные* скопления рудных компонентов в прибрежных карбонатных фациях осадков, зонах разгрузки грунтовых вод и нефти в полимиктовых терригенных толщах в аридных климатических условиях, а также в зонах цементации латеритных и других кор выветривания и сольфаторных процессов и биогенных преобразований Эндогенные преобразования экзогенных скоплений приводят к максимальной концентрации руд	*Медистые полимиктовые песчаники* (красноцветные и сероцветные), битуминозные сланцы. Преимущественно среди древних толщ, претерпевших эндогенные преобразования *То же* в молодых осадках со слабым проявлением эпигенетических преобразований		*Медно-никелевые* в базитах *Скарновые* а) магнетит-халькопиритовые б) золото-халькопиритовые *Кварцево-сульфидные* Медно-турмалиновые и медно-оловянные *Медно-порфировые* *Медно-колчеданные* *Медно-полиметаллические* *Медно-кобальт-урановые* в древних метаморфических толщах	Алюминий, кремний, железо, сера (для всех типов) Уран, кобальт, молибден, ртуть, полиметаллы	Платиноиды, никель, титан, кобальт, хром Золото, железо Золото, полиметаллы Олово, реже молибден Молибден, золото, рений, индий Цинк, свинец, золото, блеклые руды, серебро Уран, никель, кобальт, платина, золото, палладий
		Самородная медь в толщах цеолитизированных с карбонатом и адуляром эффузивов с прослоями конгломератов и песчаников				Серебро, мышьяк
Полиметаллическая свинец, цинк, сесеребро	То же, что и для меднорудных формаций, но бо́льшая способность к миграции и воздействие магнезиально-кальциевой и карбонатной среды обусловливают обособленность от меднорудных	*Стратифицированные, телетермальные залежи* в древних карбонатных толщах *Небольшие залежи свинцовых и цинковых руд* в карбонатных породах со слабым проявлением		*Скарново-сульфидные* свинцово-цинковые *Кварцево-сульфидные* свинцово-цинковые с оловом и мышьяком	Магний, алюминий, кремний, железо, сера (для всех типов) Медь, уран, ртуть, углерод	Олово, мышьяк

Формации и полезные ископаемые	Условия, благоприятные для максимальной концентрации	Тип месторождений			Главнейшие парагенные элементы (месторождения)	
		осадочные и осадочно-эффузивные	метаморфогенные	магматогенные (гипогенные)	в литогенезе (в экзогенных условиях)	в петрогенезе (в эндогенных условиях)
		Примеси к медистым песчаникам и сланцам		*Кварцево-сульфидные* свинцово-цинково-серебряные с медью и блеклыми рудами		Медь, золото, уран
				Колчеданно-полиметаллические серебряные, золото-серебряные:		Медь
				а) в пятиэлементном комплексе		Кобальт, висмут, никель
				б) кварц-карбонатные жилы в эффузивах с цеолитом, баритом и флюоритом		Сурьма, кобальт
				в) в цеолитных медных рудах		Медь, золото, олово
Га логенная анионы: фтор, хлор, йод, бром, азот, углекислота, серный ангидрит, фосфор, бор	*Экзогенные:* с активным участием биогенных процессов Ископаемые и современные осадки лагун,	*Осадочные* месторождения различных солей, фосфоритов	Мраморы, бруситы, ангидриты	*Акцессорные скопления* апатита, флюорита, криолита, аксинита, турмалина в	Железо, сера, уран, углеводороды, ртуть, медь, кремний	Железо, редкие земли, ртуть, свинец, цинк, медь, сера, алюминий, кремний

Продолжение табл. 8

Формации и полезные ископаемые	Условия, благоприятные для максимальной концентрации	Тип месторождений			Главнейшие парагенные элементы месторождения	
		осадочные и осадочно-эффузивные	метаморфогенные	магматогенные (гипогенные)	в литогенезе (в экзогенных условиях)	в петрогенезе (в эндогенных условиях)
Катионы: калий, натрий, магний (окись), кальций (окись), стронций *Соединения*: галит, сильвин, нашатырь, селитра, карналит, тахгидрит, ангидрит, кизерит, полигалит, тенардит, мирабелит, эпсомит, мелантерит, сода, кальцит, флюорит, криолит и др.	озер, морей в аридных климатических условиях Инфильтрационные, реже остаточные продукты латеритных кор выветривания Циркуляция минеральных, термальных вод, газовых возгонов вулканических областей, подземных пожаров горючих полезных ископаемых	*Инфильтрационные* месторождения сульфатов, кальция, стронция, бария и др. *Термальные* воды, рассолы, продукты возгонов		интрузиях (большей частью щелочных) *Скарны* (магнезиальные, известковые) с боратами, боросиликатами, реже флюоритом *Гидротермальные жилы* флюорита, ангидрита, преимущественно в низкотемпературном комплексе		

мышленных месторождений меди, золота и др. представлены кварц-серицитовым комплексом с хлоритом, калишпатом, альбитом.

Этим процессом и обусловлена отмеченная в свое время М. И. Моисеевой различная степень оруденения в кварце (1969).

Для месторождений Курамино-Ферганской зоны характерна насыщенность сульфидами, среди них первое место занимает пирит. Этим фактом С. Т. Бадалов и М. И. Моисеева (1966) совершенно правильно обосновывают отсутствие в этом регионе ртутных месторождений. В многосульфидной среде ртуть, по мнению указанных авторов, не может образовать самостоятельные сульфиды, а входит изоморфно в другие сульфидные минералы. По нашему мнению, в концентрации ртути, как и меди в песчаниках, важную роль играет геохимия железа и его концентрация. Поэтому фемические геохимические (металлогенические) области, как Кураминская, не перспективны для формирования ртутных месторождений, тяготеющих к сиалическим областям. Поэтому слабая киноварная минерализация тяготеет к слабо метаморфизованным вторичным кварцитам, где наблюдается интенсивное выщелачивание железа. Например, месторождение Аксагата в бассейне р. Чирчик, изученное В. Борискиным и др.

Мы обнаружили киноварь в 1947 г. на рудопроявлении Ачикташ во вторичных кварцитах в бассейне р. Касан, где в 1965 г. при совместном осмотре этого объекта с И. Х. Хамрабаевым, впервые в пирит-арсенопиритовом комплексе было установлено и золото (Хамрабаев, Мусин и др., 1968). Следует попутно отметить, что наличие вторичных кварцитов в указанной рудной минерализации, развивающихся на эффузивах, позволяет датировать эти эффузивы как нижне-среднекарбоновые, а не пермские. Эти представления значительно повышают перспективы рудоносности вторичных кварцитов, развитых в бассейне р. Кассан.

Как отмечалось выше, для меденосных красноцветов характерна маложелезистая, малосульфидная среда, которая благоприятна и для концентрации ртути. Эту закономерность также следует использовать при поисках ртути.

Кроме того, для киновари благоприятен низкотемпературный комплекс метасоматитов. Поэтому она и тяготеет к слабо метаморфизованным разностям вторичных кварцитов, к низкотемпературным комплексам меднорудной формации, к карбонатным толщам, удаленным от гранитоидных интрузивов. Эта особенность геохимии ртути, меди, железа и серы объясняет металлогеническую специализацию регионов.

Указанную выше геохимическую общность месторождений Курамино-Ферганской зоны можно объяснить сходством их генезиса и приуроченностью к одному структурному ярусу. Только сравнительно небольшие месторождения свинца и цинка Восточного Карамазара (рис. 2) и некоторые месторождения флюорита выходят за пределы этого яруса.

Ниже приводим характеристику некоторых месторождений.

Месторождения медно рудных формаций

В Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне промышленный интерес вызывает медно-порфировый тип месторождений, представителями которого являются месторождения Алмалыкского (Калмаккыр, Дальнее, Надырбек и др.) и Саукбулакского рудных полей (Сарычеку, Саргалам, Южно-Саукбулакское, Каттанау и др.).

Имеются медные проявления и в осадочных красноцветах, описанные в предыдущих главах. Повышение содержания рассеянной медной минерализации наблюдаются в некоторых горизонтах нижне-среднекарбоновых эффузивов, в нижнедевонских кварцевых порфирах в раннегерцинских массивах сиенито-диоритов и гранодиоритов. Среди них заметные скопления халькопирита тяготеют к повышенной основности и щелочности. За пределами Алмалыкского района на правобережьи р. Ахангаран медная минерализация в габбровых массивах описана Э. Элиевым, И. М. Голованом и Ю. Г. Карчевской (1966).

Многолетние наблюдения за характером проявления медной минерализации на северном склоне Кураминского хребта выявили следующую закономерность.

Концентрация меди наблюдается только в том случае, когда в породы нижнепермского гранодиорит-порфирового комплекса попадают ксенолиты силикатных, в основном, магматических пород, слагающих предверхнебашкирский структурный ярус. Это кварцевые порфиры нижнего девона, гранитоиды Кураминского батолита, сиенито-диориты (рис. 12, 13).

Исходя из этой закономерности, можно заметить, что размеры месторождений прямо пропорциональны размерам ксенолитов. Поразительно постоянно рудоконтролирующее значение гранодиорит-порфировых интрузий. Сущность этого явления еще недостаточно раскрыта, однако, связь медно-порфировых месторождений с порфировыми гранитоидами проявляется во многих регионах, например, на месторождении Коунрад в Казахстане, Каджаран в Армении. Гранодиорит-порфиры месторождения Каджаран аналогичны Алмалыкским не только по петрохимическим свойствам, но и по внешнему облику. Этот вопрос, по-видимому, будет решен в дальнейшем.

Медно-порфировые месторождения Алмалыкского района по существу также представляют крупные ксенолиты сиенито-диоритов, кварцевых порфиров в гранодиорит-порфировых интрузиях. Нередко ксенолиты настолько огромны, что среди них обособленные тела гранодиорит-порфиров занимают незначительные участки. Особенно размеры их увеличиваются в верхних эрозионных срезах и отдельные кольцеобразные и дайкообразные тела сливаются в единый крупный массив (рис. 9, 10).

Месторождения Алмалыкского рудного поля. На площади этого рудного поля открыты и разведаны медно-порфировые месторождения Калмаккыр, Джаныбек, Балыктычеку, Надырбек, Дальнее и др. Здесь же располагаются свинцово-цинковые месторождения Кургашинкан, Накпай, Кулемес, Балыкты, Кызата и др.; золоторудные объекты Сартабуткан, Акджен, Актурпак и др.

Месторождения или участки, выделенные как самостоятельные, представляют большое единое рудное поле со сходной геологической обстановкой, где их контуры по существу определяются установленными кондиционными пределами на промышленные руды. В связи с занижением или повышением этих пределов могут меняться условные границы месторождений.

Более четкие границы проходят между медными и свинцово-цинковыми месторождениями; последние тяготеют к карбонатным породам, или интенсивным зонам хлоритизации интрузивных или эффузивных пород.

В Алмалыкском районе развиты породы, образующие основание герцинского структурного этажа, точнее предверхнебашкирский структурный ярус. Он включает не только отложения нижнего — среднего

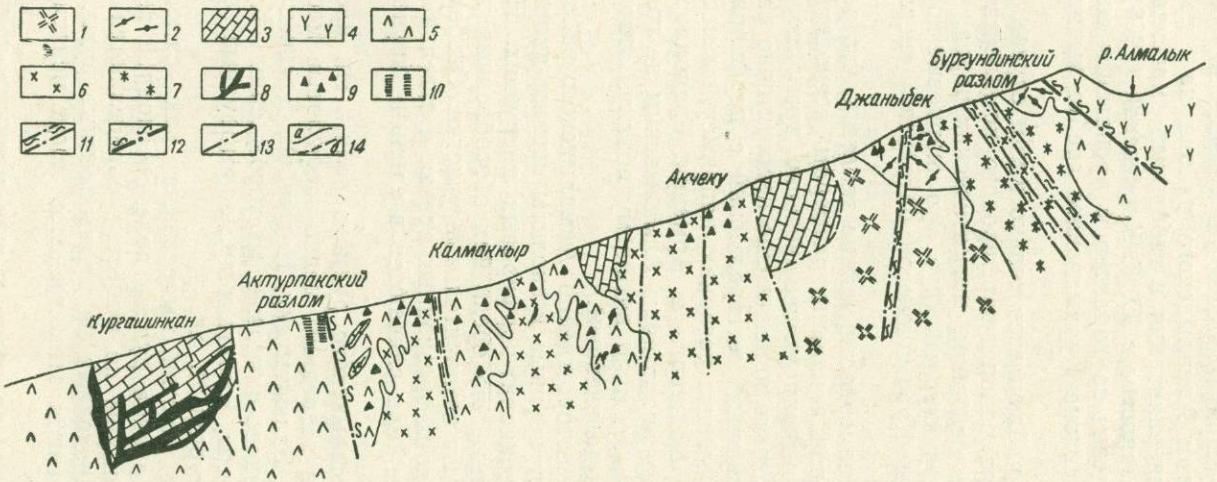


Рис. 12. Геологический разрез Алмалыкского рудного поля.

1—„серые" гранодиорит-порфиры (туфы андезитовых порфиритов $Д_1^3$); *2*—кварцевые порфиры $Д_1^2$; *3*—карбонатные отложения (доломиты, известняки) $Д_2$—$Д_3$; *4*—базальтово-андезитовые, дацитовые порфириты $С_2^в$; *5*— сиенито-диориты алмалыкского типа $С_1$—$С_2$; *6*—гранодиорит-порфиры Алмалыкского типа $С_2$—$С_1$; *7*—гранодиорит-порфиры джаныбекского типа $С_3$—Р; *8*—полиметаллическое оруденение; *9*—медное оруденение; *10*—кварцевые жилы с сульфидной минерализацией; *11*—зоны дробленых и перетертых пород; *12*—региональные разломы; *13*—местные разломы; *14*—контакты (*а*—установленные, *б*—предполагаемые).

карбона, но и более древние; карбонатную толщу $Д_2—О_1$, эффузивы D_1, раннегерцинские гранитоидные интрузии (сиениты, сиенито-диориты, диориты и габбро), а также флишоидную толщу нижнего палеозоя.

На площади рудного поля имеются отложения верхних структурных ярусов. Это эффузивы надакской, возможно, шурабсайской свит и следующие за ними по возрасту интрузивные комплексы. О развитии верхнепермских осадков свидетельствует наличие синхронных субэффузивных и дайковых образований.

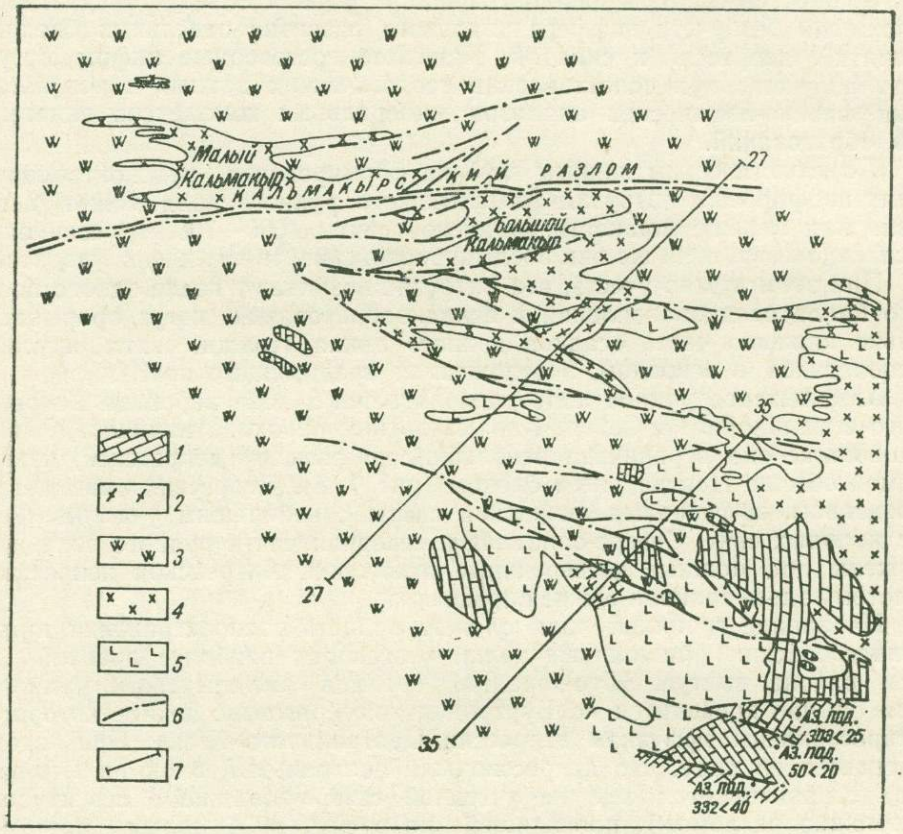


Рис. 13. Геологическая схема месторождения Калмаккыр.

1—песчано-карбонатный горизонт живетского яруса; *2*—кварцевые порфиры и их туфы $Д_1^2$; *3*—диориты, сиенито-диориты алмалыкского типа; *4*—гранодиорит-порфиры алмалыкского типа; *5*—андезито-дацитовые порфириты; *6*—зона тектонических нарушений; *7*—линии разрезов.

Отложения послеверхнебашкирского яруса в настоящее время сохранились лишь в депрессионных зонах. Однако они накапливались и на поднятиях, но впоследствии эродированы. О развитии этих отложений в зонах локальных поднятий говорит присутствие интрузивных комплексов, относящихся к средним, поздним этапам герцинского магматизма.

Анализируя развитие интрузивных комплексов в Алмалыкском рудном поле, можно говорить о том, что здесь не происходило накопления толщ липаритовой формации. В этом районе отсутствуют синхронные дайковые образования ультракислых пород, имеющих широкое распространение на востоке и юге Алмалыкского района.

Другие свиты в свое время накапливались не только в депрессиях, где сохранились их останцы, но и в поднятиях, откуда они полностью и в разное время эродированы. Это положение особенно важно для восстановления глубины формирования интрузивов и месторождений. Обычный метод суммирования мощностей осадков соответствующих периодов для определения этой глубины имеет ряд погрешностей. Это, прежде всего, связано с ошибочным определением возраста эндогенных и, особенно, рудных процессов, а во-вторых, с тем, что при определении мощностей осадков берется средняя мощность всех предрудных отложений без учета дифференциального развития отдельных блоков, поднятий, депрессий и складок. Наиболее достоверные цифры могут быть получены при сопоставлении геологических данных с результатами физико-химических анализов минеральных комплексов эндогенных образований.

По геологическим данным глубина формирования рудоконтролирующих порфировых интрузий Алмалыкского рудного поля может быть равна или меньше мощности надакской свиты (600—700 *м*), если они посленадакские, если же они послешурабсайские, то эта цифра удвоится.

При этом нужно учесть, что интрузии возникают после одного полного цикла осадконакопления и складкообразования, могут прорывать только нижнюю часть осадков данного цикла (толщи, свиты, яруса), располагаясь, в основном, в отложениях предыдущего яруса.

Алмалыкское рудное поле располагается в зоне перехода Ангренского синклинория в Северо-Карамазарский брахиантиклинорий. На юго-востоке оно ограничено небольшой по размеру депрессией, называемой обычно Центральным блоком (рис. 7, 8). Депрессия выполнена, в основном, эффузивами акчинской свиты с небольшим участием более молодых свит. Северо-западная и северная части рудного поля погружены под мощные четвертичные отложения Ангренской депрессии и потому здесь граница его не определена.

На западе границей поля служит область распространения нижне-палеозойских флишоидных толщ, слагающих наиболее древний в этом районе выступ. Юго-западная граница Алмалыкского рудного поля обычно проводится по Бургундинскому разлому, южнее которого распространены эффузивы депрессии Центрального блока. При этом упускается из виду, что депрессионный центральный блок на юго-западе ограничивается еще не учтенной северо-западной структурой (возможно разломом), проходящей по руслу р. Алмалык, поэтому бассейн Алмалыка представляет единое перспективное рудное поле.

Описываемое рудное поле расчленено несколькими крупными разломами широтного, северо-западного и северо-восточного направлений.

Месторождение Калмаккыр

Медное оруденение размещено в породах интрузии сиенито-диоритов в зонах контакта с гранодиорит-порфирами. Последние на месторождении слагают штокообразные тела различных размеров, которые с глубиной, по данным глубокого бурения, сливаются в единый крупный шток.

Результаты бурения показали, что интрузия сиенито-диоритов замещает эффузивы нижнего девона, частично покрывающие их карбонатную толщу и представляет межформационное тело. Состав интрузии часто меняется в зависимости от распространения и состава замещенных магмой толщ. За счет карбонатных пород и основных эффузивов нижнего девона образуются более основные разности — дио-

риты и габбро, а за счет кварцевых порфиров и андезитов — сиениты, сиенито-диориты.

Положение остаточных, незамещенных ксенолитов (скиалитов) не только в кровле, а большей частью внутри массива, четко определяет первичную складчатую структуру осадочно-эффузивных толщ $Д_1$—$С_1$. В то же время это свидетельствует об участии магматического замещения при образовании массива сиенито-диоритов (рис. 9, 10).

По этому признаку можно установить, что интрузивный процесс протекал после образования складок в среднепалеозойском комплексе осадков ($Д^1 — С_2^1$). Глубина формирования сиенито-диоритового интрузива примерно равна сумме мощностей акчинской, минбулакской свит плюс часть мощностей карбонатных пород. Но так как эти отложения перед формированием интрузии подвергались складкообразованию, то интрузивный процесс мог охватить и более верхние горизонты карбонатных пород, захватывая и нижнекарбоновые эффузивы. Следовательно, толщина осадочно-эффузивного покрова в период становления интрузива зависит не только от нормальных мощностей осадков, но и от амплитуды складок. Мощность (толщина) интрузии сиенито-диоритов равна вертикальной мощности эффузивов нижнего девона. Она (с учетом складок), в основном, и определяет вертикальный размах оруденения.

В формировании гранодиорит-порфировых интрузий, прорывающих сиенито-диориты, также участвуют процессы магматического замещения. Небольшие пальцеобразные тела их тяготеют к останцам ксенолитов осадочно-эффузивных пород, размещенных в толще сиенито-диоритов. Этим процессом можно объяснить морфологические, а иногда и петрологические особенности порфировых интрузий. Они нередко представлены изолированными или небольшими в поперечном сечении, но протяженными крутопадающими телами (рис. 9, 10). Указанное мозаичное строение рудовмещающих и рудоконтролирующих интрузивных тел обусловило морфологию рудных тел и метасоматических образований.

Рудная залежь месторождения Калмаккыр имеет конфигурацию усеченного конусообразного цилиндра, расширяющегося книзу и обтекающего шток гранодиорит-порфиров.

Стенки цилиндра имеют различную толщину и состоят из серии самостоятельных рудных тел, располагающихся, в основном в экзоконтакте штока гранодиорит-порфиров. Местами промышленное оруденение проникает в эндоконтакт, особенно часто это наблюдается в участках кровли штока. С глубиной контур балансовых руд постепенно удаляется от контактовой зоны. Эту особенность можно объяснить постепенным увеличением размеров и температурного градиента интрузива. Естественно, что в нижних горизонтах необходимая для рудоотложения температура сохранится в более удаленных от контакта участках, чем в верхних горизонтах.

Рудовмещающие породы интенсивно изменены в результате неоднократного наложения экзогенных и эндогенных процессов минерализации, происходивших до или одновременно с формированием сульфидных руд.

После их образования уже в мезо-кайнозойскую эпоху и четвертичный период также происходили экзогенные процессы, называемые обычно супергенными. В результате этого, в верхних зонах месторождения получили развитие глинистые минералы, пропитанные гидроокислами железа, карбонаты, фосфаты и силикаты меди. В этот период формировалось наблюдаемое в настоящее время зональное распределение различных типов руд. Детальное изучение этой зональности, про-

веденное нами по кернам скважин, а так же В. Ю. Деды по документации карьеров и других эксплуатационных выработок показали следующее.

На поверхности сульфидные руды почти повсеместно окислены. Мощность зоны окисления различная: от 0 до 30—40 *м* и зависит от степени дробления пород, состава руд, рудовмещающих пород и характера рельефа. Местами сульфидные руды обнажаются непосредственно на поверхности. Это, в основном, вершины сопок, сложенных интенсивно окварцованными (монокварцитами) гранодиорит-порфирами. В зонах разлома, в углублениях рельефа мощность зоны окисления резко возрастает.

В результате изучения характера распределения рудных тел в зоне окисления выявлено практическое отсутствие так называемых зон выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, которые выделяли прежние исследователи, базируясь на известных представлениях С. С. Смирнова (1951, 1955).

Участки рудной зоны, где находились окисленные бедные руды, ранее относили к зонам выщелачивания. В действительности, такие участки оказались окисленными рудными телами, бедными первичными сульфидами. Этот факт сыграл большую роль в оценке качества рудных тел по данным поверхности. Он же будет иметь важное значение и для других объектов, на которых еще не проводилась разведка глубоких горизонтов. Отсюда вытекает и другой вывод: окисление сульфидных руд медных месторождений, располагающихся в высококремнистой и высокоглиноземистой среде, и происходившее в аридных климатических условиях, не приводит к миграции рудных компонентов, в частности меди. Раз это так, то и не будет никаких зон «вторичного сульфидного обогащения». Этот вывод подтверждается многочисленными данными разведки и эксплуатации.

Под окисленными рудами часто встречаются зоны смешанных руд где одновременно с окислами, силикатами, фосфатами, карбонатами меди, самородной медью встречаются вторичные сульфиды (халькозин, ковеллин, борнит) с реликтами халькопирита. С глубиной окисленные минералы исчезают, появляются руды, состоящие из халькопирита и вторичных сульфидов, а затем только из халькопирита.

В зоне окисления супергенным изменениям подвергаются также и минералы метасоматического комплекса. Здесь главным образом развиты глинистые минералы: каолин, гидрослюды, галлуазит, реже алунит, хлорит, пропитанные окислами меди, железа марганца, а также супергенный кремнезем. Последний, как показали исследования М. И. Моисеевой, С. Т. Бадалова, И. М. Голованова, В. Ю. Деды (1964, 1965, 1969), встречается в виде опала, халцедона, но большей частью в виде кварца, а на месторождении Кургашинкан в жеодах образуются щетки из прекрасных кристаллов аметиста. Это свидетельствует о том, что в условиях формирования зоны окисления кремнезем был достаточно подвижным и поэтому он встречается не только в виде кварца, халцедона, но и других кремнийсодержащих супергенных минералов, в частности, хризоколлы, широко распространенной в зоне окисления. Медь в соединении с кремнием, а также адсорбированная различными глинистыми и слюдистыми минералами,гидроокислами железа составляет так называемые «упорные», трудно обогатимые сорта руд зоны окисления.

Как показали исследования В. Ю. Деды, эти руды, заключенные в глинистых минералах, тяготеют к сиенито-диоритам и удалены от контактовой зоны. В интенсивно окварцованных гранодиорит-порфирах,

а также в их приконтактовой части чаще встречается хризоколла. Кроме того, для интенсивно окварцованных участков месторождения характерны выходы непосредственно на поверхность сульфидных руд, в той или иной степени замещенных халькозином, реже окисленными соединениями меди. Здесь же, среди вторичных сульфидов часто встречается куприт с вкраплениями самородной меди.

Процессы окисления сульфидных руд происходили, в основном, в четвертичный период и продолжаются до настоящего времени. Особенно интенсивное окисление происходит в процессе отработки месторождения, что показал В. Ю. Деды детальным опробыванием руд до и после выемки горной массы из карьера. Можно предполагать, что частично эти процессы существовали в допалеогеновый период, так как выходы палеозойских толщ перекрываются палеогеновыми известняками. Однако признаки двухстадийного формирования зоны окисления не установлены.

Глубина распределения окисленных руд непостоянна. Местами в зонах разломов она достигает 100 *м*, а в центральной части месторождения, где развито интенсивное окварцевание, сульфидные руды выходят непосредственно на поверхность. В среднем мощность окисленных руд составляет 30—40 *м*.

В этой зоне в состав руд входят: малахит, хризоколла, брошантит, бирюза, медистые галлуазиты, лимониты, каолины, куприт, самородная медь, халькозин, ковеллин, борнит. Очень редко встречается азурит. При изучении медных проявлений районов Тянь-Шаня мы отметили, что азурит, как правило, преобладает в высокогорных районах с отметками, превышающими 2500—3000 *м*. Возможно, здесь играет роль интенсивность эрозионных процессов, при которых азурит не успевает преобразоваться в малахит, т. е. гидротироваться. Такие минералы как брошантит, бирюза, атакамит и др. свойственны аридным климатическим зонам, которые в исследуемом районе наступили в конце палеозоя и продолжаются до настоящего времени.

К перечисленным типоморфным минералам аридных зон следует отнести палыгорскит, нонтронит, а также крупные супергенные кристаллы аметиста. В связи с этим возникает предположение о том, что друзы пьезокварцев, развитых в различных регионах Средней Азии, образовались из холодных водных растворов в условиях аридного климата.

При сравнении продуктов супергенных изменений в аридных и тропических зонах выявлено существенное различие. В тропическом климате все компоненты силикатных пород, особенно основания, почти целиком выносятся из среды; менее подвижными оказываются только кремнезем, частично глинозем. Поэтому изменения в этих условиях более благоприятны для формирования так называемых вторичных сульфидов. Однако такой процесс совершенно не изучен. В аридном климате, как видно из изложенного, миграция рудных компонентов практически не проявлена.

Гипогенная минерализация, составляющая главную массу промышленных руд, в основном размещается в сиенито-диоритах вокруг штока гранодиорит-порфиров. Рудная минерализация образует вкрапленные, прожилково-вкрапленные и жильные типы. Вкрапленные руды развиты повсеместно в измененных сиенито-диоритах и гранодиорит-порфирах.

Прожилково-вкрапленные руды локализуются главным образом в субширотных зонах различной мощности, а рассеянно-вкрапленные — между ними. Обособленные и протяженные рудные жилы встречаются редко и, как правило, теряются среди огромного количества прожилков.

На месторождении известно 111 минералов, из них 12 разновидностей, включая породообразующие минералы вмещающих пород и околорудных изменений. Из этого числа 62 минерала являются гипогенными и 49 гипергенными образованиями. Распространенный жильный минерал — кварц, за ним следует ангидрит, редко встречаются жилы и прожилки кальцита, анкерита, барита, флюорита. Очень часто образуют тонкие прожилки минералы метасоматического комплекса, соответствующие пропилитам. Главнейшие рудные минералы: пирит, халькопирит, магнетит, молибденит. Реже распространены гематит, пирротин, марказит, галенит, сфалерит, блеклые руды, самородное золото.

Рудные минералы с минералами метасоматитов образуют несколько типов руд. Наиболее распространенный тип — вкрапленный, где основные рудные минералы размером 2—3 *мм* и менее тонко вкраплены; минералы метасоматического комплекса в данном типе образуют небольшие прожилки, включения, гнезда, сохраняя, в основном, структуры исходных пород. Данный тип руд характеризует начальный этап гидротермального минералообразования, который сменяется этапом формирования крупных протяженных жил кварца, ангидрита, реже других минералов, включающих в себя и рудные. На этом этапе происходит заметная дифференциация последних. Появляются кварцевые, кварцево-ангидритовые жилы с преимущественным содержанием то одних, то других рудных минералов (пирита, халькопирита, молибденита, гематита). В жильном типе руд заметно снижается количество магнетита, который, в основном, образует вкрапления. Если во вкрапленно-прожилковом типе такие минералы как хлорит, серицит, калишпаты, биотит, в ассоциации с кварцем образуют довольно частые, но мелкие прожилки, то в жильном типе они не входят в состав жил и встречаются только в зальбандах, и то не везде.

Рудные минералы, находящиеся в прожилково-вкрапленных рудах, по данным С. Т. Бадалова, М. С. Кучуковой, Т. З. Закирова и нашим, отличаются не только текстурно-структурными особенностями, но и составом элементов-примесей.

Например, магнетиты содержат включения золота, мелкозернистые пириты отличаются повышенным содержанием золота по сравнению с крупнокристаллическими и находящимися в мощных жилах. Возможно, такие отличия будут иметь и другие рудные минералы. В месторождении Сарычеку Н. И. Джантуганову (1965, 1967) удалось заметить разницу отражательной способности халькопиритов разных генераций. Все это свидетельствует о том, что в процессе последовательного развития жилообразования растет степень дифференциации рудного вещества. Происходит очищение минералов от элементов, вошедших в них в раннюю стадию.

В соответствии с этапами формирования меняется текстура и структура руд. Структуры различают: аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, порфировидные, скелетные, решетчатые, эмульсионные, грано- и порфиробластовые, зональные двойниковые структуры. Текстуры бывают вкрапленные, пятнистые, массивные, жильные, брекчиевые, петельчатые, друзовые.

В существующих методах определений этапов (стадий) минералообразования принято во внимание лишь взаимоотношение некоторых минералов и минеральных заполнений. Полученные таким путем диаграммы квалифицируются как стадии и этапы минералообразования. Между тем, на примере описываемого месторождения можно утверждать, что существовало по крайней мере четыре стадии, наложенные друг на друга и образованные в различные геологические пе-

риоды, а не в короткий отрезок времени. Первая из них возникла в период формирования интрузии сиенито-диоритов (C_{1-2}) путем взаимодействия гранитоидной магмы с вмещающими кварцевыми порфирами и карбонатными породами. В этот период, наряду с парагенетическим комплексом минералов интрузии, возникали в эндоконтактах калишпаты, биотит, а в экзоконтакте — скарны с магнетитом. Затем, в предверхнебашкирское время произошли интенсивные супергенные преобразования пород (отложение кремнезема, каолина, гидрослюд, хлорита, гидроокислов железа, алюминия, ангидрита и др.). В третьем этапе минералообразование связано с возникновением порфировых интрузий (P_1—P_2), замещавших породы сиенитового комплекса и сохранившихся ксенолитов более древних пород. В этот период образовался тот же комплекс эндо-экзоконтактовых минералов. Одновременно происходила метаморфизация минералов супергенных преобразований. В четвертый этап (P_{1-2}) формировался собственно гидротермальный комплекс жильных и рудных минералов. Поэтому такие минералы как магнетит, биотит, калишпаты могли возникать как новообразования несколько раз, а другие подверглись только преобразованию или появлялись впервые.

Не все разновидности вторичных калишпатов, биотита, относятся к гидротермальному этапу. Не случайно, поэтому, частое нарушение зональности в распределении этих минералов; другие минералы метасоматитов и руд образуют достаточно четко выраженную зональность.

Рудовмещающие метасоматически измененные породы, в основном, состоят из серицита, биотита, калишпата, хлорита кварца и ангидрита. Площади максимального распространения каждого из них, за исключением ангидрита, определяются положением наиболее крупного штока гранодиорит-порфиров. Максимальное количество ангидритовых жил, как было установлено С. Т. Бадаловым (1965), располагается на значительной глубине и контролируется крупными нарушениями.

Зональное распределение минералов в указанной выше последовательности вокруг штока выявлено на основании детального изучения кернов многочисленных скважин (Мусин, 1959).

При определении положения зоны максимального развития того или иного минерала учитывалось не абсолютное, а предельно высокое количество минерала в измененной породе. Например, во внутренней кварцевой зоне количество кварца достигает 95—100%, тогда как в зонах, выделяемых как серицитовая, калишпатовая, хлоритовая и биотитовая, максимальное количество каждого из них колеблется от 10 до 20%.

В зонах максимального развития кварца и хлорита происходит концентрация сульфидов меди и железа, т. е. формирование промышленных руд. Количество молибдена возрастает с глубиной и на флангах месторождения (зоны развития серицита, ортоклаза).

В указанных зонах можно выделить следующие комплексы, близкие к идеальным метасоматическим колонкам.

Серицит + хлорит, (биотит), калишпат, кварц
Серицит + **биотит** (хлорит), кварц, калишпат
Серицит + **калишпат,** кварц, хлорит
Кварц + **хлорит,** серицит, калишпат
Кварц (серицит)
(выделен наиболее распространенный минерал в данной зоне).

Нарушение общей зональности нередко наблюдается как в горизонтальных, так и вертикальных срезах рудной зоны, в связи с неодно-

родными составами исходных пород. Часто биотитизированные калишпатизированные зоны тяготеют к контактам карбонатных пород или кварцевых порфиров с сиенито-диоритами или гранодиорит-порфирами. Так как в рудной зоне штокообразные и дайкообразные тела гранодиоритов располагаются в различных уровнях вертикального и горизонтального срезов, то, естественно, расположение отдельных типов минерализации не будет подчиняться единой схеме зональности (рис. 14).

Ниже кратко охарактеризованы важнейшие минералы месторождения (по данным С. Т. Бадалова, И. М. Голованова, А. В. Королева, М. С. Кучуковой, Р. А. Мусина).

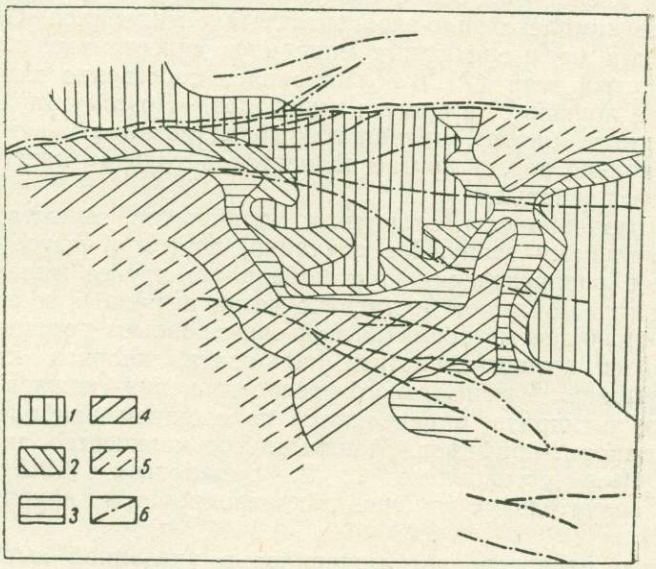


Рис. 14. Схема распространения вторичных изменений месторождения Калмаккыр.

1—кварц; *2*—хлорит; *3*—ортоклаз; *4*—биотит; *5*—серицит; *6*—разломы.

Серицит образует мелкочешуйчатые агрегаты сероватой окраски, как правило, слабодвупреломляющий (в желтых и оранжевых тонах). Высоким двупреломлением отличаются более крупные чешуйки серицита ($Ng = 1{,}581$, $Np = 1{,}552$, $Ng - Np = 0{,}03$).

Обычно серицит развивается по плагиоклазам, но в интенсивно серицитизированных породах он как-будто бы замещает все минералы, кроме кварца. Однако ни в одном шлифе не удавалось наблюдать процесс непосредственного замещения серицитом любого другого минерала, кроме плагиоклазов и то только средних номеров (табл. 9).

В то же время в полевых условиях часто можно видеть интенсивно измененные рудовмещающие сиенито-диориты, в которых заметны лишь реликты магматического кварца, а все остальные минералы превращены в каолинитоподобную массу. Среди такой массы иногда встречаются очень свежие кристаллы розового калишпата, относящиеся к вторичным разностям.

Такие измененные породы ошибочно относятся к серицитизированным. Они, как правило, занимают приповерхностные горизонты, где огромно влияние супергенных процессов изменения, при которых даже

наиболее устойчивые минералы, как калишпаты, интенсивно замещаются глинистыми материалами.

Результаты рентгенологического определения показали следующее (табл. 10). Белый глинистый минерал, интенсивно замещающий гранодиоритовые порфиры в приповерхностных зонах, представляют, в одном случае, каолинит, с примесью гидрослюды (обр. 2*к*), в другом — гидрослюду (обр. 1*к*) с примесью каолинита. Образец 45*д* из месторождения Дальнее, где супергенные процессы слабо развиты, но фенокристаллы плагиоклазов нацело замещены вторичными минералами,

Таблица 9

Исходный состав плагиоклазов, интенсивно замещающихся серицитом

Номер шлифа	Характеристика зерен	Координаты			Закон двойникования	Номер плагиоклаза
		Ng	*Nm*	*Np*		
1298, скв. II. инт. 225—230 *м*, сиенито-диорит	Вкрапленник не зональный, простой двойник	72,5°	21°	78,5°	Альбит-карлсбадский	41
То же	То же	70°	21°	85,5°	Альбит-эстерельский	38
1457, скв. Л, инт. 544—545, гранодиорит-порфир	Не зональный, простой двойник	20,5°	70°	89,5°	Альбитовый	40
То же	То же	70°	21°	87°	Альбит-эстерельский	39
		69°	20°	88°	То же	36
1496, скв. М, инт. 247—248 *м*, габбро-диорит	Не зональный, серицитизированный простой двойник	32°	62°	75,5°	Альбитовый	57
То же	То же	30°	63°	76°	То же	55
		29,5°	67°	74°		56

также оказался гидрослюдой, но мусковитового типа. Этот минерал более уверенно можно отнести к продуктам эндогенных изменений.

В глубоких зонах месторождения Қалмаккыр, вскрытых скважинами, в рудовмещающих измененных сиенито-диоритах заметно интенсивное разложение только плагиоклазов и темноцветных минералов. Плагиоклаз здесь замещен таким минералом как в обр. 45*д*, который может быть отнесен к серициту. Результаты анализов такого серицита приведены в табл. 11 (обр. 51084, 57085 полностью отвечают составу серицитов, а в обр. 204 несколько повышено содержание натрия). Структурные формулы анализированных минералов: обр. 51084 $(K_{0,79}\ Na_{0,06}\ Ca_{0,06})_{0,91}\ (Mg_{0,15}\ Mn_{0,01}\ Al_{1,84})_{2,0}$

$(Si_{3,56}\ Al_{0,44})_{4,0}\ O_{10}\ (O_{0,37}\ OH_{1,63})_{2,0}$.

Обр. 57085 $(K_{0,85}Na_{008,}Ca_{0,07})_{1,0}\ (Mg_{0,11}Al_{1,89})_{2,0}$

$(Si_{3,54}Al_{0,46})\ 4,0O_{10}\ (O_{0,40}\ (OH)_{1,60})_{2,0}$

Обр. 204 $(K_{0,53}Na_{0,58})_{1,11}\ (Mg_{0,1}Fe^{+3}_{0,19}Al_{1,70})_{2,0}(Si_{3,08}Al_{0,92})_{4,0}O_{16}(OH)_{2,0}$.

Эта разновидность, в отличие от белых слюдистых глинистых минералов приповерхностных зон, имеет зеленоватые оттенки.

Среди рудовмещающих пород, содержащих значительное количество сульфидов и потому исключающих влияние пострудных экзогенных факторов, наблюдаются интенсивно серицитизированные разности.

Таблица 10

Результаты рентгеноструктурного анализа минералов из интенсивно измененных (обеленных) участков гранодиорит-порфиров и сиенито-диоритов месторождений Дальнее и Калмаккыр (режим съемки: Fe—антикатод; $d_{кам}$ =57,3; $d_{обр}$ =0,5 *мм*)

Обр. 45д		Обр. 1к		Обр. 2к		Эталон гидрослюды		Эталон каолинита		Примечание
I	$\frac{d}{к}\cdot\alpha$	I	$\frac{d}{к}\cdot\alpha$	I	$\frac{d}{к}\cdot\alpha$	I	$\frac{d}{к}\cdot\alpha$	I	$\frac{d}{к}\cdot\alpha$	
6р	10.7	3ш	10.7	5р	10.3	4	10.1	10	7.16	Обр. 45д из сиенито-диоритов месторождения Дальнее
7	6.06		10.1	2	8.2	4	4.99			
10	4.55	3	8.2	10	7.2	7	4.48	4	4·46	
7	4.11	10	7.2	3р	5.00	4	3.70	5	4.18	
6	3.74	20р	5.1	9ш	4.46	9	3.34			
5	3.56	70ш	4.48	7	4.17	2	3.07	4	3.84	Обр. 1 к, 2к из гранодиорит-порфиров месторождения Калмаккыр. Анализ производила Л. А. Скачкова в рентгеноструктурном кабинете Института геологии и геофизики АН УзССР
4	3.36	5	4.21	1	3.99	6р	2.83			
10	3.23	3	3.95	10	3.57	10	2.56	10	3.57	
1	3.06	10	3.58	5	3.35	4	2.45			
1	2.97	4	3.36	4	3.20	5	2.38	4	3.37	
4	2.84	6	3.21	5	2.91	2	2.24	3	3.14	
10	2.58	1	3.07	4ш	2.80	5	2.13	3	2.75	
3р	2.49	10	2.91		2.74	6р	2.00	6	2.55	
4р	2.39	6	2.79	10	2.56	3	1.817	8	2.49	
1р	2.25	9	2.57	8	2.49	8	1.652	6	2.37	
1р	2.20	5	2.50	10	2.34	10	1.498	9	2.33	
4	2.13	4	2.42	4	2.28	2	1.428	2	2.24	
	2.01	9	2·34	4р	2.19	5	1.373	3	2.13	
4ш	1.969	5	2.28	7	1.982	4	1.340	6	1.989	ш — широкая линия
4	1.829	8	2.19	1	1.939	7	1.294	3	1.896	
3	1.782	1р	2.09	1	1.888	6	1.247	2	1.869	р — размытая линия
7	1.655	4	2.01	4о. р.	1.835			4	1.839	
1	6.29	5	1.982	6р	1.780			2	1.809	о. р. — очень размытая
10	1.501	10р	1.850		1.665			2	1.707	
1	1.460	3	1.809	7 пол	1.641			6	1.662	
3ш	1.431	7	1.782	3	1.608			5ш	1.584	
1р	1.373	4р	1.722	1р	1.579				1.542	
	1.355	6о. ш	1.665	4	1.548			8	1.489	
4ш	1.343	4	1,614	Пол	1.533			2	1.467	
5	1.298	5ш	1.539	10	1.484			4	1.429	
4о. р.	1.274	9	1.485	4	1.452			2	1.371	
3о. р.	1.247	4	1.390	1	1.388					
1о. р.	1.223	1р	1.367	2	1.367			2	1.292	
		5	1.364	4	1.338			3	1.246	
		5ш	1.303	2	1.316			3	1.233	
		3ш	1.280	4	1.299			3	1.200	
			1.245		1.285			3	1.190	
		6		6						
		Пол.	1.235		1.278					
		4о. ш	1.125	1	1.262					
		5о. ш	1.110	1р	1.245					
		3о. р	1.010	2	1.210					
		6о. ш	1.002							

Гидрослюда мусковитового типа	Основной минерал-гидрослюда Примесь каолинита	Основной минерал каолинит Примесь гидрослюды	Эталон взят из отчета за 1955 г. Иргиредмета	Эталон взят из работы Г. Брауна „Рентгеновские методы и структура глинистых минералов"

Просмотр многочисленных шлифов этих пород, ни в одном случае не показал непосредственного замещения калишпатов серицитом (В. Н. Лодочников).

Тем не менее процесс замещения серицитом всех минералов произошел. Такой факт можно объяснить только допуская стадийный процесс изменения минералов. Причем первая из стадий, более ранняя, проходила в экзогенных условиях, при которых легко разлагаются все минералы, в том числе и калишпаты, переходя в глинистые минералы. Во второй эндогенной стадии, когда возникли сульфиды, глинистые минералы преобразовались в серицит.

Таблица 11

Результаты анализов серицитов из месторождения Калмаккыр

Компонент	Обр. 518074	Обр. 57085	Обр. 204
SiO_2	50,00	49,20	47,60
TiO_2	0,10	0,10	—
Al_2O_3	27,22	27,60	34,50
Fe_2O_3	—	—	2,30
MnO	0,03	0,07	—
MgO	1,80	0,97	1,96
CaO	0,8	1,33	сл.
Na_2O	0,47	0,57	4,64
K_2O	8,81	9,23	6,41
P_2O_5	0,06	0,04	—
$\pm H_2O$	3,60	3,30	—
П. п. п.	7,15	7,40	2,50
SO_3	0,98	0,98	—
Итого	100,62	100,37	99,91
Уд. вес	2,67	2,76	
Авторы	*Т. З. Закиров*	*Т. З. Закиров*	*М. С. Кучукова*

Нужно отметить, что такие стадийные изменения в природе должны быть широко распространены, если учесть, что многие участки земной коры в геологическую историю ее развития неоднократно подвергались и экзогенным и эндогенным преобразованиям.

Биотит — один из распространенных породообразующих медьсодержащих минералов исходных и метасоматически измененных пород месторождения. В измененных породах магматический биотит, чаще чем вторичный, замещен хлоритом. Химический состав биотитов приведен в табл. 12. В обоих анализах аномально высокое содержание натрия.

Структурная формула вторичного биотита такова (обр. 144 *б*):
$(K_{0,44}Na_{0,78})_{1,22}\left(Mg_{1,46}Fe^{2+}_{0,07}Fe^{3}_{0,70}Ti_{0,06}Al_{0,31}\right)_{3,0}\left(Si_{2,98}Al_{1,02}\right)O_{10}\left(O_{0,53}(OH)_{1,47}\right)_{2,0}$

По данным полуколичественного спектрального анализа в нем содержится примесь лития, бериллия, ванадия, хрома, меди.

Сиенито-диориты Алмалыка отличаются повышенным содержанием биотита (К. Н. Вендланд, 1937), что является важным фактором металлогенетической специализации данной интрузии. Очень часто встречаются меланократовые разности сиенито-диоритов, почти целиком состоящие из биотита. Возможно, это результат магматического замещения карбонатных пород, богатых магнием. Как указывает Д. С. Коржинский (1967), биотит не замещается в процессе гранитизации. Следовательно, такие биотитизированные участки могут быть реликтами продуктов ранней стадии магматического замещения.

Кроме биотита ранних стадий имеются биотиты гидротермального этапа, которые образовались, вероятно, при метаморфизации исходных слюдистых минералов. Они имеют следующие оптические константы: $Np' = 1{,}573—1{,}571$; $Ng' = 1{,}673—1{,}690$ и представлены в виде скоплений мелкочешуйчатого агрегата совместно с наиболее крупными чешуйками серицита (шл. 1066, 1339, 1475, 1576 и др.). Тесная ассоциация вторичного биотита и серицита позволяет предполагать возможность образования биотита за счет серицита (мусковита) под воздействием высвободившихся железа и магния при разложении других темноцветных минералов. Обратное явление менее вероятно, так как при изменении биотита, как правило, образуется хлорит, что наблюдается почти во всех шлифах.

Таблица 12

Результаты химических анализов биотита из сиенитов (по материалам К. Н. Вендланда, Р. А. Мусина)

Компоненты	Биотит магматический (?)	Биотит (обр. 1441 *б*) вторичный (?)
SiO_2	42,58	41,65
TiO_2	2,08	1,07
Al_2O_3	13,38	15,80
FeO	18,00	1,19
Fe_2O_3	—	13,00
CaO	3,0	Сл.
MgO	9,73	13,63
MnO	0,02	—
K_2O	4,12	4,68
Na_2O	5,89	5,78
H_2O	—	0,10
П. п. п.	—	3,10
Итого	98,75	100,11

Хлорит замещает биотит и другие темноцветные минералы, выделяется в виде тонких прожилков железисто-магнезиального состава. Для них характерны следующие оптические константы: $Np' = 1{,}586$, 1,588; $Ng' = 1{,}589$, 1,590; $Ng—Np = 0{,}003$, 0,002.

Как примесь в хлорите присутствуют кальций, марганец, титан, цинк (4 балла), медь, свинец, бериллий, молибден, серебро, ванадий (2—3 балла). Ниже приводим химический состав хлорита, который соответствует железистому прохлориту (В. Е. Трегер, 1958).

Номер обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	Σ
4502	36,78	0,80	23,86	7,90	11,68	5,87	0,14	1,90	0,49	1,56	9,02	100

	ε
	100,0

Структурная формула:

$$\left(Mg_{1,16}Ca_{0,19}Fe^{2+}_{1,30}Fe^{3+}_{0,78}Al_{2,57}\right)_{6,0}\left(Si_{3,35}Al_{0,65}\right)_{4,0}O_{16}\left(O_{2,57}(OH)_{5,43}\right)_{8,0}.$$

Калишпаты распространены широко в рудовмещающих измененных породах. Их вторичные разности отличаются очень свежим обликом, легко распознаваемым как в образцах, так и под микроскопом: представлены нерешетчатым микроклином. В породообразующих калишпатах участвуют как микроклин, так и анортоклаз (табл. 13, 14). Замеры оптических констант показали, что зерно наиболее поздней генерации калишпата, обнаруженного С. Т. Бадаловым на грани сульфидного минерала, также принадлежит к нерешетчатому микроклину. Это свидетельствует о том, что микроклин может образовываться в широком температурном интервале.

Магнетит значительно распространен в рудной зоне; наряду с обильными выделениями сульфидов железа и других элементов. Он образует самостоятельные прожилки, гнезда, а также мелкие вкрапления в зонах интенсивной хлоритизации темноцветных компонентов.

Взаимоотношения с другими рудными минералами свидетельству-

ют о его раннем выделении, но имеются поздние генерации, следующие после сульфидов меди, свинца и цинка.

Таблица 13

Замеры оптических констант калий-натровых полевых шпатов

Номер шлифа, порода, место взятия	2 V	Ориентировка индикатрисы: Координаты P(001)			Координаты P(010)			Плоскость оптических осей	Угол погасания	Минерал
		Ng	*Nm*	*Np*	*Ng*	*Nm*	*Np*			
1066 в, Накпай, сиенит	−54°, 59° 60°, 61°	90°	4°	96°				Около (001)		Анортоклаз
То же	−40°				90°	0°	90°	"		"
1298, скв. II, инт. 225—230 *м*, сиенито-диорит	+82°	78°	13°	85°				"	Коорд. Д(111) $Ng=70,5°$ $Nm=55°$ $Np=44°$	Микроклин
То же	+88°	76°	16°	82°				"	P(001): $Np=16°$	Микроклин
"	±90°	79°	19°	83°				"		Микроклин
"	−76°	83°	13°	80°	7°	87°	85°	"	Углы: P(001) $Nm=7°$ $Np=P(001)=6°$ $Np=P(010)=5°$	Микроклин (вторичный)
1299, там же, Инт. 235—233 *м*	−80°	84°	90°					"		Микроклин (?)
То же	−82°	89°	12°	81°	68°	90°	23°	"	Углы: P(001) $Nm=12°$ P(001) : $Np=9°$ P(010) : $Np=23°$	Микроклин вторичный
"	−80°									То же
1410, скв. Б, инт. 133—139 *м*, сиенито-диорит	+86°	76°	23°	72°				"		Микроклин
То же	−75°	88°	16°	74°				"		Микроклин

В магнетите нередко содержатся включения самородного золота, халькопирита, пирита. Большей частью пирит и халькопирит замеща-

Таблица 14

Химический состав постмагматических калишпатов

Компонент	Обр. 4175 из Кургашинкана	Образцы без номера из Калмаккыра		Обр. 1321-б-55 из Калмаккыра
SiO_2	62,48	62,40	64,95	63,64
TiO_2	—	0,08		—
FeO	0,78	1,56	0,25	0,29
Al_2O_3	22,54	16,24	18,72	21,91
CaO	1,10	0,40	0,60	сл.
MgO	1,09	1,59	—	0,67
K_2O	9,39	11,73	12,28	7,94
Na_2O	2,70	2,78	2,80	4,77
П. п. п.	—	3,42	—	0,47
Сумма	100,08	100,20	99,63	99,69
Аналитик	К. Ф. Касьянова			
Авторы	С. Т. Бадалов	Т. З. Закиров	С. Т. Бадалов	Р. А. Мусин

ют магнетит. Включения золота в магнетите, возможно, обусловлены процессами замещения ранних золотоносных сульфидов.

Магнетит поздней генерации представлен мушкетовитом и встречается в большом количестве в монокварцитах приповерхностных участков штока гранодиорит-порфиров, где наблюдаются интенсивные выделения и гематита, образующего субпараллельные прожилки.

По данным спектрального анализа, в магнетитах имеется заметное количество титана, алюминия, меди, кальция и магния. Наличие последних четырех элементов-примесей подтверждается и химанализом. Слабая магнезиальность магнетита свидетельствует о малой глубине его формирования. Ниже приводим химический анализ магнетитов (%) по материалам **С. Т. Бадалова.**

Место взятия	Fe_2O_3	*FeO*	SiO_2	Al_2O_3	*MgO*	*CaO*	*Cu*	*Примеси*	*S*	*Итого*
Скв. БИ, гл. 34 *м*	64,52	27,05	2,60	0,30	0,75	3,60	0,18	0,33	0,74	100,17
Скв. БИ, гл. 217 *м*	64,92	30,43	0,98	0,60	0,33	0,82	—	—	1,28	99,70

Пирит самый рапространенный рудный минерал. Отношение его к халькопириту и молибдену, по нашим данным, 8:1:0,2; по С. Т. Бадалову — 5:1:0,01. Он образует тончайшие включения, жилы и прожилки совместно с другими рудными и жильными минералами. Очень часто тонкие вкрапления пирита располагаются в нитевидных трещинах, что создает впечатление равномерной и тонкой инпрегнации пиритом вмещающих пород. Это свидетельствует о том, что образование пирита требует свободной циркуляции растворов, которая облегчает доступ серы для соединения с железом, высвободившимся при разложении темноцветных компонентов. Участки с максимальными концентрациями пирита, так же как и его полное отсутствие, неблагоприятны для образования халькопирита.

Распространенность железа во всех породах и минералообразующих средах, а также его способность легко вступать в реакцию с серой в широком диапазоне температур в основном определяют геохимию серы в сульфидном рудообразовании. Главная масса серы в горных породах заключена в пирите, содержащемся в большом количестве в осадочных и эффузивных породах. Кроме того, пирит является носителем многих рудных компонентов.

С. Т. Бадалов (1965) установил значительное колебание содержания золота и серебра в пиритах. Максимальное их содержание отмечено в мелкокристаллических разностях, но строгой закономерности не наблюдается.

На основании данных спектральных анализов можно говорить лишь о снижении общего числа элементов-примесей от ранних мелкокристаллических генераций пирита к поздним более крупнокристаллическим.

Ниже приведены пробирные анализы пиритов медно-молибденовых месторождений по материалам С. Т. Бадалова (*г/т*).

Номер образца	*Форма нахождения*	*Au*	*Ag*
4525	Среднекристаллический	0,5	7,5
4543	Мелкозернистый	10,0	49,0
4561	Массивный	1,0	8,0
4636	Крупнокристаллический	4,0	50,0
4536	Массивный	0,0	4,0
4636	Среднекристаллический	2,0	35,0
4652	Массивный	2,0	7,0

Халькопирит по структурно-текстурным особенностям можно разделить на рассеянно-вкрапленный, прожилковый и жильный. В количественном отношении халькопирит преобладает над остальными рудными минералами (кроме пирита). Подавляющая масса халькопирита (97% от общего количества зерен) имеет размер от 0,01 до 0,2 *мм*. Наиболее часто такой халькопирит встречается в виде мельчайшей сыпи в породах, обогащенных темноцветными минералами — габбро-диоритах и сиенито-диоритах, интенсивно биотитизированных и хлоритизированных. Прожилковый халькопирит в более крупных выделениях (от 1 до 5—7 *мм*) находится в кварц-халькопиритовой, кварц-халькопирит-пиритовой и кварц-молибденит-халькопиритовой ассоциациях. Жильный

Таблица 15

Характер распределения золота и серебра в минералах месторождения Кальмаккыр (по данным С. Т. Бадалова)

Минерал	Количество проб	Au, *г/т*			Ag, *г/т*		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Халькопирит	12	6,00	48,0	23,50	10,0	204	71,4
Пирит	14	0,00	10,0	2,30	2,8	288	43,8
Магнетит	3	0,50	1,5	0,56	2,5	43,5	20,3
Полиметаллы	2	2,0	5,0	3,50	554,0	661,0	607,5
Халькозин	1	0,5	—	—	51,5	—	—
Медь самородная	1	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Охра	2	3,5	5,5	4,5	39,5	41,5	40,5
Руда	4	2,0	32	10,1	32,5	144	72,6

халькопирит в виде крупных скоплений (до 2—3 *см*) встречается в кварцевых и кварц-барит-кальцитовых жилах мощностью до 15 *см*. Микротвердость халькопирита 207 — 230 *кг/мм*^{2}, удельный вес 3,94.

Золото в халькопиритах находится в самородном состоянии, а также в виде теллуридов и составляет около 22 *г/т*, серебро —65 *г/т*. Содержание селена — 60, теллура — 10, индия — 16 *г/т* (табл. 15, 16).

Результаты химического анализа халькопирита (по Т. З. Закирову, 1959) показали: содержание меди 30,79%, железа 31 — 39%; серы 34,73; цинка 0,20; примесей 1,91%.

Молибденит чаще встречается в ассоциации с кварцем, халькопиритом, пиритом, реже в виде мономинеральных прожилков. Полагают, что молибденит образовался раньше других сульфидов. Постоянными примесями в молибденитах являются медь, серебро, свинец, мышьяк, иногда никель, хром. По данным С. Т. Бадалова, в молибдените около 140 *г/т* селена, 40 теллура и 1000 рения.

Золото обнаружить при минералогических исследованиях трудно. В основном, его присутствие устанавливается пробирным и золотоспектральным анализом

Отмечают две разновидности золота: самородное и в виде теллуридов. Размер самородных золотинок колеблется от 0,001 до 0,05 *мм*. Оно концентрируется в сульфидах (халькопирите, пирите), реже в магнетите. Нередко встречается в кварцевых жилах.

Содержание самородного золота в халькопиритах месторождения Кальмаккыр колеблется от 6 до 48 *г/т*, в галенит-сфалеритовых прожилках — от 20 до 30, в пиритах — до 1 *г/т* (по С. Т. Бадалову).

С. Т. Бадалов, используя данные и других исследователей, отмечает, что в составе руд участвует более 100 минералов. Им же дополнены материалы по выявлению элементов-примесей в различных минералах (табл. 16.).

Таблица 16

Содержание элементов-примесей в гипогенных минералах месторождения Кальмаккыр, *г/т*
(в скобках указано число проб)

Минерал	Se	Te	In	Re	Ga	Tl	Cd	Au	Ag	TR	Rb	Gs	Li
Халькопирит	60 (34)	10 (32)	16 (27)	1 (19)	10 (7)	8 (5)	—	22 (2) 2 (1)	65 (20) 40 (1)	— —	0,0 (1) —	— —	— —
Молибденит	140 (8)	40 (5)	—	990 (15)	—	—	—	3,5 (30)	59 (30)	—	0,0 (4)	0,0 (4)	—
Пирит	40 (77)	16 (77)	0,0 (17)	0,0 (3)	50 (4)	2 (4)	—	1,3 (3)	650 (3)	—	—	—	—
Галенит	680 (7)	85 (6)	5 (7)	0,0 (1)	10 (8)	0,5 (8)	—	1,0 (4)	160 (4)	—	—	—	—
Сфалерит	3,5 (9)	13 (12)	73 (12)	0,0 (1)	13 (6)	4 (6)	2200 (4)	1,0 (2)	20,5 (2)	0,0 (10)	0,0 (10)	0,0 (10)	—
Магнетит	5 (10)	0,0 (10)	0,0 (10)	0,0 (10)	15 (10)	—	0,0 (10)	1,0 (2)	5 (2)	—	186 (5)	18 (5)	0,0 (5)
Серицит	0,2 (5)	2 (5)	0,0 (5)	0,0 (5)	36,5 (5)	25 (5)	0,0 (4)	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	10 (1)	—	—	—	—	0,0 (2)	187 (2)	56 (2)	—
Хлорит	3 (2)	7,5 (2)	0,0 (2)	0,0 (2)	13,5 (2)	—	—	—	—	0,0 (11)	132 (11)	3,5 (11)	—
Ортоклаз	8 (11)	4,5 (11)	0,0 (11)	0,0 (11)	31,5 (11)	—	—	—	—	0,0 (15)	218 (15)	14 (15)	—
Плагиоклаз	1,5 (15)	5 (15)	0,0 (15)	0,0 (15)	21.5 (15)	0,0 (15)	8 (15)	—	—	—	127 (1)	0,0 (1)	0,0 (1)
Биотит	00 (1)	00 (1)	—	—	17 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	3 (2)	2 (2)	0,0 (2)	0,0 (2)	85 (2)	—	—	—	—	0,0 (10)	0,0 (10)	0,0 (10)	—
Ангидрит	—	—	—	—	00 (10)	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	2 (4)	1 (4)	0,0 (4)	0,0 (4)	6,5 (4)	—	250 (4)						

Эти данные свидетельствуют о том, что медно-порфировые руды могут быть классифицированы как медно-золото-молибденовые с промышленными концентрациями не только меди, но и золота и молибдена. Кроме того, в заметных количествах встречаются свинцово-цинковые руды, которые тяготеют к ксенолитам карбонатных пород, встречающихся как в кровле массива сиенито-диоритов, так и внутри его. Одновременно в этих рудах обнаружены флюорит, блеклые руды и ряд других минералов.

Учитывая частоту встречаемости тех или иных взаимоотношений между минералами, минеральными ассоциациями и комплексами, можно наметить лишь общую тенденцию последовательности их кристаллизации.

Из жильных минералов отложение кварца, а иногда и ангидрита происходило в начальной стадии. Позже или одновременно с ними кристаллизовались магнетит, сульфиды (молибденит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, золото). После образования главной массы сульфидов, выделялись флюорит, поздние генерации ангидрита, кальцита, кварца, которые практически не содержат рудных минералов. Имеются генерации сульфидов, часто образующие мономинеральные прожилки, секущие и другие жильные минералы.

Выделяемые в различных парагенетических схемах этапы и стадии минералообразования требуют особого изучения. Нужно выяснить, является это результатом пульсации растворов, синхронных с тектоническими импульсами, или, как обычно принято считать, отражение сложных процессов минералообразования, зависящих от многих и труднораспознаваемых факторов (сила кристаллизации, концентрация, дифференциация отдельных компонентов и их комплексов, влияние вмещающей среды и т. п.). Во всяком случае, представление о пульсационном или последовательном воздействии тектоники, сопровождающейся трещинообразованием, надо признать несостоятельным. В самом деле, трудно доказать проявление беспрерывных тектонических усилий с частой сменой плана деформации. Обычно и складчатые, и разрывные нарушения проявляются на строго определенных этапах развития отдельных территорий. При этом возникают как крупные, так и мелкие тектонические элементы, разломы, трещины или кливажи, складки и гофрировки. Кроме того, образуются диагенетические трещины при уплотнении осадков, остывании магм или нагретых контактов. Поэтому до периода рудоотложения во вмещающих породах возникает такое разнообразие трещин (по протяженности, элементам залегания, мощности), которое может заложить основы для любых сочетаний минералов, заполнивших их.

Построение схемы последовательности минералообразования требует учета многих других факторов. Например, возможности равномерного выпадения минералов из растворов за счет изменения скорости их движения по трещинам, существование явления бестрещинного жилообразования (Г. Л. Поспелов, 1964) и т. д.

Как показали исследования Д. С. Коржинского, метасоматическое минералообразование подчинено строгим законам. Зональное строение метасоматической колонки обусловлено изменением кислотности и щелочности растворов в едином потоке.

Исходя из того, что процесс эндогенного минералообразования тесно связан с возникновением гранитоидных интрузий, мы можем связывать каждый этап минералообразования со стадиями интрузивного процесса.

Обычно интрузивные этапы подразделяют на фазы, а фазы на импульсы, но пока нет достаточно обоснованных критериев для такого разграничения. Если учесть современную теорию образования гранитов под воздействием гранитизирующих растворов, решающую многие спорные

проблемы, то трудно допустить частое повторение интрузивных импульсов и, следовательно, гидротермальных этапов. Поэтому со сложной и спорной проблемой о природе гранитов и их фазовых или фациальных разновидностей тесно связаны и современные проблемы рудообразования.

Месторождение Дальнее

Это месторождение представляет собой аналог Калмаккырского и его естественное продолжение на запад. Оно было открыто после 30-летней разведки Алмалыкского рудного поля.

Поверхность Дальнего полностью перекрыта мощными наносами. Однако исследователи Алмалыка, предполагая возможность продолжения медного оруденения на флангах известных рудных площадей, в свое время провели поисковое бурение на Дальнем редкой сетью скважин. Содержание металла в пробах было низкое и неравномерное, поэтому месторождение не привлекло внимания.

Перспективы Дальнего утвердились только тогда, когда были получены благоприятные оценки геофизических данных. В отличие от Калмаккырского месторождения, здесь выходы порфировых интрузий имеют небольшие площади. Кроме того, среди интрузива сиенито-диоритов очень часты блок-ксенолиты кварцевых порфиров.

Оруденелая площадь с севера ограничена мощной зоной (до 170 *м*) субширотного Карабулакского разлома, а с юга и юго-запада — зоной (10—30 *м*) Калмаккырского.

В рудовмещающем сиенитовом комплексе встречаются все разновидности пород: от граносиенитов, гранодиоритов до габбро. Распространены сиенито-диориты.

Минеральный комплекс месторождения Дальнее аналогичен Калмаккырскому. Существенным отличием является сравнительно слабое изменение вмещающих пород, а также меньшая степень развития окисленных минералов. Это свидетельствует о том, что на месторождениях, лишенных четвертичного покрова, окисление более интенсивное. Следовательно, процесс формирования зоны окисления в основном относится к современной эпохе.

Небезынтересны данные, полученные С. Т. Бадаловым, И. М. Головановым и З. А. Алехиной по содержанию меди в метасоматитах и некоторых минералах рудного этапа. Так, в хлорите, сериците ее содержание составляет 0,03—0,08%, в магнетите—0,08—0,3, пирите—0,1—0,5,гематите—0,1—0,5%. Серебро наибольшего содержания достигает в халькопирите (63 *г/т*), то же касается и золота (5,48 *г/т*). Кадмий содержится в халькопирите в количестве 10—20 *г/т*, а в сфалерите —3260 *г/т*.

Содержание селена в галените составляет 350 *г/т*, в халькопирите — 134, в пирите —90 *г/т*; теллура в галените —81 *г/т*, в сфалерите —5, халькопирите —3—5, пирите —5—13 *г/т*; рения в молибдените —650 *г/т*. Ниже приводится содержание редких элементов в рудных минералах (*г/т*).

Минерал	*Кол-во проб*	*Se*	*Te*	*Zn*	*Re*	*Ga*	*Ge*	*Tl*	*Cd*	*Bi*	*Au*	*Ag*
Магнетит	5	—	—	1	—	33	2	—	—	30	5	0—3
Пирит	6	90	7	0—1	1	0—1	0—1	—	15	15	0—3	1—4
Молибденит	1	—	—	—	650	—	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	4	134	4	2	1	0	1	1	15	30	40	63
Гематит	1	1	—	—	—	—	—	1	—	—	0	1
Сфалерит	1	1	13	5	15	—	—	1	3840	306	0	50
Галенит	1	550	81	1	—	—	—	—	—	3600	—	—

В Алмалыкское рудное поле входит еще ряд мелких месторождений и рудопроявлений меди, полиметаллов, золота.

Это рудопроявления Акчеку, Джаныбек, Надырбек — южные продолжения Калмаккырского месторождения; Балыкты, Куруксай и другие — на флангах Дальнего.

Среди медных проявлений Алмалыкского рудного поля обращает на себя внимание наличие маломощных пластовых тел в живетских доломитах, перекрывающих красноцветы, являющиеся базальными слоями живетских отложений.

Оруденелые доломиты мощностью от 0,5 до 3—4 *м* обнаруживаются в нескольких точках. На правом борту р. Каракия, в массиве Каратагата мощность рудного пласта не превышает 0,5—1,0 *м*. Пласт черных доломитов располагается в 20—50 *м* выше базальных слоев (красноцветных песчаников), перекрытых карбонатными породами, имеющими облик крупноблоковых брекчий.

Оруденелый пласт прослеживается и на левом борту р. Каракия, на расстоянии более 2 *км* от предыдущего обнажения и далее скрыт под наносами.

Один из таких выходов изучен геологами Алмалыкской ГРЭ (рудопроявления Токулуксай, Каракия). Здесь рудный пласт прослежен на расстоянии 40 *м* и имеет мощность 3—4 *м*, в раздувах падение на северо-запад под углом 40°. Содержание меди в пласте от 0,25 до 1,49% по данным 10 проб.

Рудные минералы представлены малахитом, халькопиритом. Наличие в районах Алмалыкского рудного поля первичного (сингенетического) медного оруденения представляет большой интерес как один из критериев для поисков эндогенных медных месторождений.

Нет сомнения в том, что эти первичные рудные концентрации принимали участие в формировании промышленных эндогенных месторождений меди, которые приурочены только к структурным горизонтам, сложенным средне-палеозойскими ($Д_1$—$Д_2$) осадками или интрузивами ($С_2$—$С_1$), замещающими эти осадки.

Основная масса золота на данном рудном поле сосредоточена в медно-порфировых рудах. Местами встречаются несколько обособленные проявления золота, где медная и свинцово-цинковая минерализация, в силу ограниченности площадей, не представляет практического интереса. Это месторождения Сартабуткан, Актурпак, Акджен, являющиеся флангами месторождений Калмаккыр и Кургашинкан. В них золото в основном концентрируется в кварц-сульфидных жилах, заключенных в измененных сиенито-диоритах.

В последние годы были обнаружены самостоятельные золоторудные месторождения и рудопроявления в пограничных зонах депрессии Центрального блока (Бичанзор, Булак, Каульды, Илон и др.). Они наряду с другими месторождениями золота Узбекистана описаны в коллективной монографии под ред. И. Х. Хамрабаева (1969).

Золоторудные месторождения Центрального блока сопровождаются минералами низкотемпературной (березитовой) фации вторичных кварцитов. Основным минералом этой фации является часто слабо раскристаллизованный опаловидный кварц, образующий крупные и протяженные жилы с очень редкой сульфидной минерализацией. Такие кварцевые жилы, в которых почти отсутствует видимое золото, долгое время не привлекали внимания. Только путем специального опробования многих внешне безрудных кварцевых жил удается обнаружить наличие золота, которое иногда доходит до необходимой кондиции.

Характерно и то, что наиболее мощная и протяженная кварцевая жила (Каульды), как показали результаты разведки, представляет межформационную залежь. Этот вопрос требует особого внимания и уточнения детальной съемкой. Особенно важно уточнить возраст подстилающих и покрывающих залежь эффузивов. Мы полагаем, что кварцевая залежь находится на границе порфиритовой и андезито-дацитовой формаций. В этом случае перспективы месторождения будут наиболее надежными.

В Алмалыкском рудном поле располагаются и свинцово-цинковые месторождения. Среди них имеются скарновые (Кургашинкан, Накпай) залежи в карбонатных породах (некоторые участки месторождения Кургашинкан, рудопроявления Ялпыз, Балыкты и др.), а также свинцово-цинковые руды в гранитоидах (приконтактовые залежи Кургашинкана, рудопроявления Кызата и др.).

Свинцово-цинковая минерализация довольно часто встречается и в медно-порфировых месторождениях. При этом галенит и сфалерит здесь имеют четкий избирательный характер. Они образуют заметные скопления только на тех участках, где среди сиенито-диоритовой интрузии сохранились незамещенные ксенолиты карбонатных пород. Чем крупнее эти ксенолиты, тем выше свинцово-цинковая минерализация. Месторождение Кургашинкан также представляет собою залежь, заключенную в крупном ксенолите карбонатных пород в сиенито-диоритах.

Кроме того, концентрация свинцово-цинковых руд в массиве сиенито-диоритов встречается вне зоны медной минерализации, где довольно редки жилы кварца и более мощные линейно вытянутые зоны хлоритизации. Один из таких участков (Кызата) подвергался разведке. При этом оказалось, что рудные тела представляют серию мелких, часто разобщенных оруденелых кварц-хлоритовых жил, линз или полосы среди сиенито-диоритов. Подобный тип оруденения может быть промышленным при благоприятных тектонических условиях, а именно, когда рудные зоны будут располагаться в кровле массивов с частыми ксенолитами вмещающих пород вблизи крупных древних разломов или находиться на их продолжении. Поэтому возможность открытия в районе промышленных свинцово-цинковых месторождений в гранитоидах вполне реальна.

Месторождения Саукбулакского рудного поля

Комплекс эндогенных месторождений, сосредоточенных в Алмалыкском рудном поле, повторяется и на Саукбулакском, но в заметно меньших масштабах. Саукбулакское поле отделено от Алмалыкского депрессией Центрального блока, заполненного верхнепалеозойскими эффузивами. Поиски сочленения указанных двух полей под эффузивами депрессии не дали положительных результатов. Сторонники идеи сочленения полагали, что медные проявления в верховьях р. Кызата в зоне Мисканского разлома являются непосредственным продолжением рудной полосы Алмалыкского поля (рис. 7, 8). В этом случае месторождение Сарычеку представляет смещенную на 5 *км* к северо-востоку по Мисканскому разлому юго-западную часть единой рудной полосы. Если такое представление справедливо, то нужно признать Мисканский разлом послерудным или, по крайней мере, обновленным в альпийском цикле. Однако характер проявления указанного разлома противоречит этому.

Изучение условий формирования рудных тел месторождения Сарычеку, проведенное В. Ф. Викторовым, Н. И. Джантугановым (1961) и нами, показывает дорудный возраст Мисканского разлома. Как отмеча-

лось выше, самостоятельное и длительное развитие депрессионных структур и поднятий в Алмалыкском районе начиналось в среднем палеозое. В связи с этим, блоковые структуры обусловливают характер размещения не только рудной минерализации, но и поздне- и раннегерцинских интрузивных тел.

Следовательно, разломы, ограничивающие отдельные блоки, в том числе Мисканский, не могут быть молодыми, и тем более, послерудными.

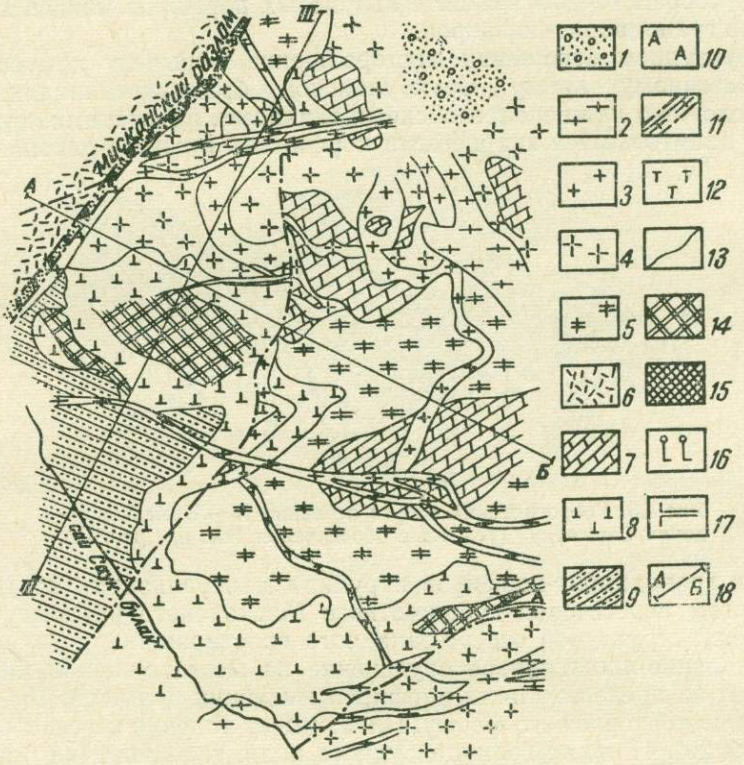


Рис. 15. Схема геологического строения месторождения Сарычеку.

1—четвертичные отложения; *2*—дайки гранодиорит-порфиров „роговообманковые; *3*—гранодиорит-порфиры гушсайского типа; *4*—гранодиорит-порфиры „розовые"; *5*—„серые" гранодиорит-порфиры; *6*—андезитовые, андезито-дацитовые порфириты и их туфы (акчинской свиты); *7*—карбонатные отложения ($Д_2$—$С_1$), *8*—кварцевые порфиры и их туфы ($Д_1^2$); *9*—андезитовые порфириты и их туфы ($Д_1^1$), *10*—аляскиты (*о*—*s*), *11*—зона разлома; *12*—сиенит-диорит-порфиры; *13*—контакты установленные; *14*—выходы измененной рудоносной зоны на поверхность; *15*—контур рудной залежи; *16*—скважины колонковые, *17*—штольни; *18*—линии разрезов.

В Саукбулакском рудном поле располагаются медные месторождения Сарычеку, Саргалам, Южно-Саукбулакское, Каттанау и др., а также ряд свинцово-цинковых рудопроявлений в карбонатных породах, в эффузивах и в интрузивах (Коктепе, Мискан и др.), в миниатюре повторяющих типы месторождений Алмалыкского рудного поля.

Приведем краткую характеристику некоторых из указанных объектов.

Месторождение Сарычеку. Это месторождение и прилегающие к нему рудопроявления и участки Саргалам, Южный Саукбулак, Каттанау, Мискан, Коктепе располагаются на северном крыле Северо-Колбулакской брахиантиклинали IV порядка (рис. 7, 15).

Они располагаются в том же предверхнебашкирском структурном этаже, сложенном нижне-среднепалеозойскими осадками и интрузиями с верхним возрастным пределом C_1—C_2.

Выходы указанных комплексов представлены нижнепалеозойскими сланцами, андезито-дацитами и кварцевыми порфирами ($Д_1$), карбонатными породами $Д_2$—C_1, которые прорваны сиенито-диоритами C_1—C_2. Здесь же обнажаются порфировые интрузии более молодого возраста.

Сланцы нижнего палеозоя и аляскиты вскрываются скважинами, изредка встречаются в виде ксенолитов среди молодых интрузий. Медные руды сосредоточены в пласте кварцевых порфиров нижнего девона и в штоке гранодиорит-порфиров.

В структурном отношении месторождение Сарычеку приурочено к северо-восточному крылу Саукбулакской брахиантиклинали. Ядро складки сложено нижнепалеозойскими сланцами, аляскитами, крылья — андезито-дацитовыми и кварцевыми порфирами нижнего девона.

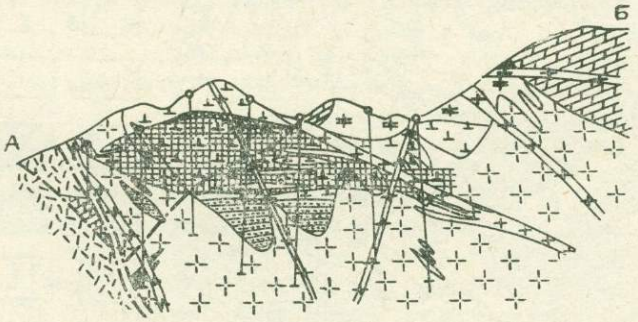


Рис. 16. Геологический разрез по линии А — Б месторождения Сарычеку (условные обозначения см. на рис. 15).

Шток гранодиорит-порфиров и рудная минерализация контролируются местом пересечения субширотного Мисканского разлома с антиклинориевой структурой северо-западного простирания.

Вкрапленно-прожилковое оруденение на месторождении Сарычеку не выходит за пределы пласта порфиров, имеющих мощность 150—200 *м*, и полностью повторяет его форму. Пласт имеет падение на северо-восток под углом 20°. Нижняя граница рудного поля, т. е. лежачий бок, представлена пластом андезитовых порфиров, местами аляскитами. Верхней границей служит пологая дайка гранодиорит-порфиров гушсайского типа (рис. 16).

Полагают, что эта дайка служила экраном. Однако кое-где наблюдается оруденение и выше дайки. Кроме того, непосредственно в контуре промышленных руд дайка, а также кварцевые порфиры, залегающие в кровле ее, размыты.

Пласт кварцевых порфиров вокруг штокообразной интрузии на гранодиорит-порфирах образует рудную залежь, которая продолжается в теле штока, занимая лишь тот его участок, который ограничен сверху и снизу продолжением плоскостей подошвы и кровли кварцевых порфиров.

Этот строгий контроль оруденения в интрузиве мощностью кварцевых порфиров, некогда замещенных интрузивом, не оставляет сомнения в том, что никакие другие факторы не влияют на вертикальный размах оруденения. Между тем, некоторые исследователи величину вертикального размаха оруденения в различных типах месторождений считают главнейшим критерием, по которому различаются температурные условия. Отсюда и допускается грубейшая ошибка в прогнозировании.

Четко проявленный в Алмалыкском районе литолого-структурный контроль медного, свинцово-цинкового оруденений ставит под сомнение распространенное представление о возникновении вертикальной и горизонтальной зональности за счет каких-то особых свойств гидротермальных растворов и растворенных веществ.

Медно-молибденовое оруденение Сарычеку сопровождается тем же комплексом метасоматитов, что и на месторождении Калмаккыр (рис. 17, 18). В распределении вторичных минералов наблюдаются закономерности, выявленные нами на Калмаккыре. Они детально изучены В. И. Айзенштатом (1960), В. Ф. Викторовым (1962), Н. И. Джантугановым (1963).

На месторождении известен следующий комплекс новообразованных минералов метасоматитов и руд, который может быть расчленен на

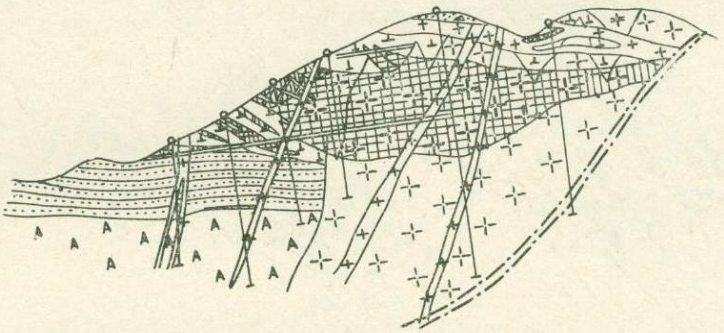


Рис. 17. Геологический разрез по линии III—III месторождения Сарычеку (условные обозначения см. на рис. 15).

три последовательно формировавшиеся группы (выделены наиболее распространенные): I — серицит, биотит, хлорит, калишпаты, альбит эпидот, кварц, магнетит, апатит, пирит; II—кварц, магнетит, гематит, молибденит, халькопирит, пирротин, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит; III — кальцит, анкерит, барит, ангидрит, цеолиты, гематит, самородное золото, теллуриды, блеклые руды, барит, халькозин, халькопирит, пирит.

В рудах, породах и минералах обнаружены различные элементы-примеси. Определение их в настоящее время является неотъемлемой частью многих исследований. Они не всегда раскрывают сущность рудного процесса, однако, некоторые из них представляют интерес для определения поведения отдельных компонентов в эволюции гидротермального минералообразования. В халькопиритах химическим и спектральным анализами (по данным Бадалова С. Т.) отмечаются Ca, Mg, Ag, Au, Zn, Ga, Si, As, Mo, Mn; реже Al, Ti, Pb. Из них Au — 1,5 *г/т*, Ag —75 *г/т*.

Интересны данные о распределении меди (табл. 17) и молибдена (табл. 18) в различных магматических породах, слагающих рудное поле (Н. И. Джантуганов). Обращает на себя внимание повышенное содержание меди в гранодиоритах Кураминского типа и в розовых гранодиорит-порфирах Сарычеку, которые Н. И. Джантуганов отнес ко II генерации; кроме них выделено еще три. Генерация I, вероятно, соответствует субвулканическим фациям нижнедевонских андезито-дацитов.

В других породах содержание меди в общем находится на одном уровне. Молибден тяготеет к кварцевым порфирам, где его содержание на один порядок выше.

На месторождении Сарычеку выявлены следующие структуры и текстуры руд.

Структуры кристаллизации из растворов: аллотриоморфно-гипидиоморфная, панидиоморфно-зернистая, пластинчатая, спутанно-волокнистая, распада твердых растворов; эмульсионная; перекристаллизации и дробления: порфирокластическая; коррозионная: разъедания, скелетная, замещения; структура внутреннего строения кристаллических зерен: двойниковая.

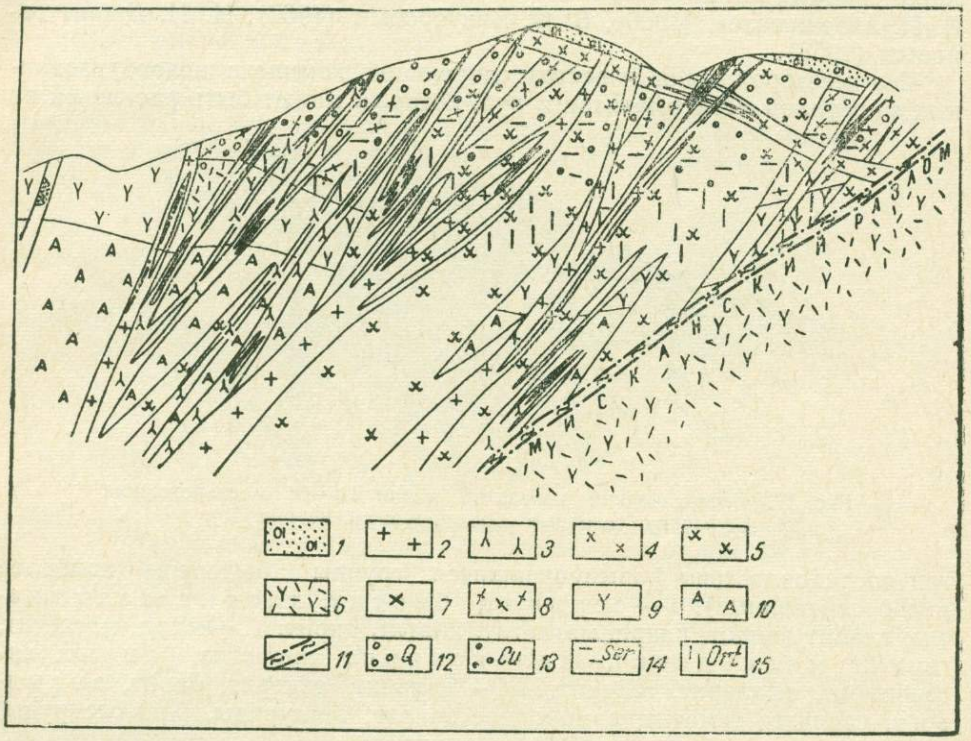


Рис. 18. Сарычеку. Разрез по линии III—III с общей схемой развития вторичной минерализации.

1—четвертичные отложения; *2*—дайки гранодиорит-порфиров „роговообманковые"; *3*—субэффузивные дайковые образования; *4*—гранодиорит-порфиры гушсайского типа; *5*—гранодиорит-порфиры „розовые"; *6*—андезитовые, андезито-дацитовые порфириты и их туфы (акчинская свита); *7*—гранодиорит-порфиры „серые" $\left(Д_1^3\right)$; *8*—кварцевые порфиры $\left(Д_1^2\right)$; *9*—андезитовые порфириты $\left(Д_1^1\right)$; *10*—аляскиты; *11*—разломы; *12*—кварц; *13*—медная минерализация; *14*—серицит; *15*—ортоклаз.

Наиболее характерными текстурами руд являются следующие: текстуры метасоматических образований: вкрапленная, радиально-лучистая; текстуры разлома: гнездообразная, прожилковая, полосчато-вкрапленная, брекчиевидная.

Рудопроявление Южный Саукбулак. Располагается среди интрузива сиенито-диоритов, в котором встречаются останцы ксенолитов кварцевых порфиров.

Оруденение также контролируется штокообразными телами гранодиорит-порфиров, которые, по мнению Н. И. Джантуганова, относятся к наиболее поздним генерациям порфировых интрузий.

Среди гипогенных минералов отмечаются: пирит I, халькопирит, магнетит, пирит II, гематит; преобладают пирит, магнетит.

Текстуры руд: прожилковая, вкрапленная. Структуры: гипидиоморфно- и аллотриоморфно-зернистая, разъедания, замещения, пересечения, катаклазирования.

Таблица 17

Содержание меди в породах Саукбулакского рудного поля, %

Порода	Результаты химического анализа	К-во анализов	Результаты спектрального анализа	К-во анализов
Аляскиты	0,009	1	0,01 —0,03	50
Кварцевые порфиры	—		0,002	50
Сиенито-диориты	0,006	3	0,01—0,03	50
Гранодиориты Кураминского батолита	0,026	2	0,003—0,1	50
Гранодиорит-порфиры I (шток)	0,003—0,01	2	0,003—0,1	10
То же (апофизы)	—	—	0,0035	10
То же в Сарычеку	—	—	0,015	10
То же в Мискане	—	—	0,02	10
То же в Каттанау	—	—	0,003—0,01	10
Гранодиорит-порфиры I Коктепе			0,002	10
Гранодиорит-порфиры II (шток)	0,028	2		
То же, III	0,001	1	0,02—0,1	50
То же, IV	—	—	0,001—0,003	50
То же	—	—	0,003—0,01	20
			0,01—0,03	30

Таблица 18

Содержание молибдена в породах Саукбулакского рудного поля (по результатам хим. анализа)

Номер пробы	Порода	Содержание молибдена, %	Кол-во проб	Место взятия
1	Кварцевые порфиры	0,0022	1	Саргалам
2	Граносиенит-порфиры (дайка)	0,0008	1	То же
3, 15, 18	Кварцевые порфиры (оруденелые)	0,003—0,007	3	Саргалам, Сарычеку
4	Гранодиорит-порфиры II	0,0007	1	Саргалам
6, 16	То же (оруденелые)	0,002—0,005	2	Саргалам Сарычеку
5, 20, 25	Гранодиорит-порфиры I	0,0003—0,0007	3	Саргалам. Мискан, Юж. Саукбулак
14	Сиенито-диориты (оруденелые)	0,006	1	Юж. Саукбулак
17	Андезитовые порфириты (оруденелые)	0,008	1	Сарычеку
19	Аляскиты	0,0006	1	То же
24	Кураминские гранодиориты	0,0003	1	Юж. Саукбулак
9	Серые гранодиорит-порфиры (оруденелые)	0,0011	1	Сарычеку
26	Гранодиорит-порфиры III	0,0003	1	Юж. Саукбулак
10	Гранодиорит-порфиры IV	0,0004	1	Сарычеку
21, 22	Доломиты (оруденелые)	0,0006	2	Мискан, Коктепе

Рудопроявление Каттанау. Это рудопроявление — типичный представитель многочисленной медной минерализации, появляющейся во всех случаях, когда в порфировые интрузии гранитоидов перми попадают ксенолиты пород О—C_{1-2}, слагающих предверхнебашкирский структурный ярус (аляскиты, кварцевые порфиры, гранодиориты, сиенито-диориты).

В данном случае оруденение заключено в ксенолите сиенито-диоритов среди гранодиорит-порфиров гушсайского типа. Ксенолиты имеют форму линз, вытянутых в субширотном направлении с крутым падением на север-северо-восток. Их мощность колеблется от 50 до 200 *м*, прослеживаются они на расстоянии 200—1000 *м*.

Гранодиорит-порфиры гушсайского типа образуют крупные дайкообразные тела субширотного простирания, в экзоконтактах которых располагается халькопирит-пиритовая с магнетитом, галенитом рудная минерализация. Она сопровождается интенсивным изменением сиенито-диоритов с обильными выделениями серицита, хлорита, кварца, эпидота, кальцита. Мощность зон минерализации от 0,5 до 2—3 *м*. С глубиной до 150 м количество вторичных минералов и степень оруденения уменьшаются.

По останцам пород различного возраста можно установить наличие здесь антиклинальной структуры, нарушенной трещинами субширотного и субмеридионального направления. Первые из них контролируют оруденение и выходы порфировых интрузий.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ (СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ) ФОРМАЦИИ

Месторождение Кургашинкан. Расположено на контакте карбонатных пород $Д_1$—$С_2$ с интрузивом сиенито-диоритов. Блок карбонатных пород в виде крупного ксенолита располагается среди сиенито-диоритов и представляет собой останец северо-восточного крыла крупной антиклинали, ядро которой сложено интрузиями сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров. Падение пластов на этом крыле северо-западное под углом 25—50°.

Разрез рудовмещающей карбонатной толщи следующий (снизу вверх):

1) известняки мраморизованные с широким развитием скарнов и серпентина, мощность 150 *м;*

2) доломиты, известняки, переслаивающиеся с кварцевыми и аркозовыми песчаниками, мощность 30 *м;*

3) тонкослоистые известняки и доломиты, мощность 100 *м;*

4) горизонт доломитов, мощность 50—80 *м*;

5) слоистые доломитистые известняки.

Крупные дорудные разломы имеют северо-восточное простирание. Один из них, приконтактовый, является рудоконтролирующим. Все рудные залежи располагаются в его лежачем боку. Разлом падает на юг под крутым углом.

Рудные тела месторождения располагаются в интенсивно измененных сиенито-диоритах и карбонатных породах. Главные типы изменения представлены пропилитовым комплексом, состоящим из актинолита, серпентина, кварца, кальцита и хлорита[1]. Эти комплексы развивались по магнезиальным, известковым скарнам, доломитам, а также по эндоконтактовым метасоматитам стадии становления интрузии сиенито-диоритов. Среди метасоматитов пропилитового типа, сопровождающего оруденение, часты реликты магнезиальных скарнов, щелочных метасоматитов ранних стадий.

В рудных телах, заключенных в карбонатных толщах и скарнах, преобладают серпентин, кварц, а в интрузивах — калишпат, хлорит, серицит, эпидот, реже кварц. Наибольшее количество руд тяготеет к кварц-кальцит-серпентиновой ассоциации.

---

[1] Т. Х. Клиблей (1969) установил заметное влияние лиственитов, гумбеитов.

Рудные тела в основном заполняют секущие трещины и приконтактовые зоны. Имеются и межпластовые залежи в карбонатных породах. С поверхности образована мощная (40—50 *м*) зона окисления с весьма разнообразной супергенной минерализацией, детально изученной И. М. Головановым. (1965).

Руды месторождения делятся на две категории: окисленные и сульфидные. Первые прослеживаются на глубину 40—50 *м*, вторые — на 400. Выявлена своеобразная вертикальная зональность в распределении вторичных минералов свинца (Голованов, 1965). При этом на поверхности располагаются окисные минералы свинца, с примесью марганца, хрома, молибдена, затем хлора с мышьяком, фосфором. За ними следуют карбонаты и сульфатные минералы, содержащие комплексные катионы свинца, железа, натрия, калия, алюминия, меди. Наконец, вблизи первичных сульфидов выделяется самостоятельная зона англезита, сменяющегося своеобразным вторичным сульфидом свинца и меди — бетехтенитом.

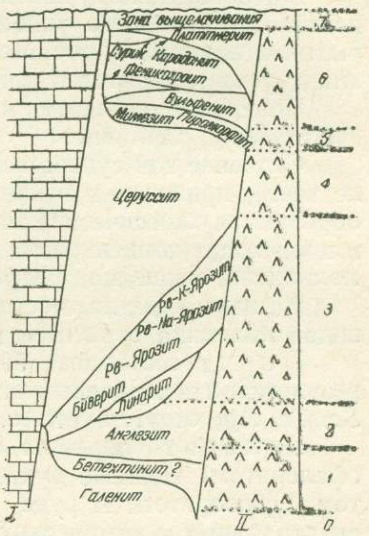


Рис. 19. Минералого-геохимическая зональность свинца в зоне окисления Кургашинкана (по И. М. Голованову, 1965).

I — карбонатная порода, *II* — сиенито-диорит.

Эта схема отчетливо показывает различную степень миграции элементов при процессе окисления, происходившего в аридных условиях. Малоподвижными оказываются марганец, хром и молибден, которые можно использовать как индикаторную минерализацию на полиметаллы.

В зоне максимальной аэрации образуются только окисные минералы. Затем выпадают хлориды и соли слабых кислот — арсенаты и карбонаты. Ниже идут гидратизированные сульфаты со сложным катионным составом (Pb, Fe, K, Na, Cu, Al), а затем сульфаты свинца и вторичный сульфид (рис. 19).

Таким образом, выявляется ряд возрастающей подвижности компонентов в зоне окисления: Mn, Cr, Mo, As, Cl, PO_4, CO_2, K, Na, Fe, OH, SO_4, Cu, Pb, Zn.

Минералы цинка в зоне окисления представлены в основном каламином, реже цинксодержащими серпофитом и сепиолитом. Карбонаты, сульфаты и другие супергенные минералы цинка редки. В зоне окисления цинк, как правило, более подвижен, чем свинец в связи с большой растворимостью его сульфатов и карбонатов. Этим в основном объясняется наблюдаемое здесь обогащение руд свинцом в зоне окисления. Иначе говоря, обогащение происходит не за счет перераспределения свинца, а за счет выноса цинка и других подвижных примесей свинцово-цинковых руд за пределы рудной зоны. В так называемой зоне сульфатного и сульфидного обогащения свинцом по существу сохраняется очищенный от примесей свинец в наиболее распространенной сульфидной форме.

Распространение силикатов свинца и супергенного кварца (аметиста, горного хрусталя) характеризует активность кремнезема и заметную миграцию его в холодных водных растворах, имеющих щелочной и слабокислый состав в приповерхностных зонах и более кислый в нижних горизонтах. В аридных условиях нисходящая циркуляция растворов часто сменяется восходящими, в связи со сменой периодов интенсивного

испарения. Это обусловливает выпадение из растворов таких компонентов, которые могут находиться в растворе в незначительных количествах. Повышение их концентрации, в этом случае, не зависит от растворимости, а связано с испарением растворителя. Поэтому при полном испарении могут выпадать из холодных водных растворов не только кремнезем, но и многие другие труднорастворимые соединения, причем, только в близповерхностных зонах. В этом заключается главная отличительная черта влияния аридного климата на процесс гипергенного минералообразования.

Материалы, полученные при изучении зоны гипергенеза месторождений Алмалыкского района представляют большой интерес для раскрытия сущности вторичного минералообразования и концентрации тех или других элементов в ископаемых корах выветривания.

Поведение элементов в аридных и тропических корах выветривания существенно различно.

Строение зон супергенеза сульфидных месторождений района, прежде всего, приводит к выводу о том, что при аридном выветривании не образуются классические зоны вторичного сульфидного обогащения, хотя и происходит концентрация некоторых компонентов (аметиста, марганца, молибдена, мышьяка, фосфора и др.).

Из известных на месторождении Кургашинкан 176 минеральных видов половина относится к гипергенным.

Пирит составляет 50 % от общей массы рудных минералов. В результате спектральных анализов выявлены *Pb, Zn, Cu, Ti, Sb, Bi, Co, Se, Te, Ag*; отсутствует *Au*.

Галенит образует с другими рудными минералами (пиритом, сфалеритом) мощные рудные жилы, а также жилы с гельвином, баритом, флюоритом. В руде распространен не равномерно, по данным спектральных и химических анализов в нем отмечаются: *Ag, Te, Se, Bi, Sb, In;* иногда *Mo, Au*.

Сфалерит встречается светло- и темно-коричневый, является одним из ранних рудных минералов. Спектральными анализами установлено содержание серебра (40—420 *г/т*).

Халькопирит в свинцово-цинковых рудах встречается редко. Однако на некоторых участках месторождения, где попадаются апофизы сиенито-диоритов в карбонатных породах кровли, он образует заметные концентрации. Это доказывает единство рудного процесса и дифференциацию медных и свинцово-цинковых руд в зависимости от среды. В халькопиритах из свинцово-цинковых руд отмечается высокое содержание серебра (100—700 *г/т*), тогда как золото встречается редко. Зато оно образует самостоятельные концентрации на юго-западном фланге Кургашинкана — на месторождении Сартабуткан, где находится в низкотемпературной ассоциации с блеклыми рудами.

Рудопроявление Мискан. На площади медного и свинцово-цинкового месторождения Мискан обнажаются кварцевые порфиры (D_1^2), карбонатная толща (D_{2-3}), эффузивы акчинской свиты ($C_{1ак}^2$), штоки гранодиорит-порфиров Гушсайского типа, дайки.

Кварцевые порфиры подстилают карбонатную толщу и обнажаются в южной части рудопроявления. Карбонатная толща сложена несколькими горизонтами (снизу вверх по разрезу): слоистый, где переслаиваются известняки, мергели, мергелистые песчаники, горизонт массивных доломитов и известняков. Мощность первого горизонта 30—50, второго 80—100 *м*.

Крупная апофиза гранодиорит-порфиров приурочена к разлому субширотного простирания. Дайковые образования представлены сиенит-

порфирами и диоритовыми порфиритами мощностью 1—3 *м*, протяженностью до 100 и более метров.

Карбонатные породы смяты в субмеридиональную антиклинальную складку, ось которой постепенно погружается к Мисканскому разлому. В ядре складки залегают кварцевые порфиры. Рудопроявление разделяется на северную (медную) и южную (полиметаллическую) зоны. Южная зона состоит из шести межпластовых рудных тел, приуроченных к сводовой части антиклинали и залегающих в массивных доломитах и известняках. Наиболее мощные линзообразные тела приурочены к сводовой части антиклинали.

Гипогенные минералы представлены галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, золотом, кальцитом. Текстура руд гнездообразная и прожилковая, структуры—гипидиоморфно-аллотриоморфнозернистая, разъедания, остатков от замещения, замещения, эмульсионная.

Рудопроявление Коктепе. Здесь обнажается тот же комплекс пород. В основании его лежат эффузивы нижнего девона. Карбонатная толща в низах сложена горизонтом известняков, доломитов, мергелей, песчаников мощностью 40—50 *м*. Выше залегают искристые доломиты и известняки мощностью 70—80 *м*. Карбонатные породы представлены блок-ксенолитами в гранодиорит-порфирах гушсайского типа.

Рудопроявление размещается в синклинальной складке, осложненной многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания.

Свинцово-цинковые руды приурочены к секущим и межпластовым трещинам и контактам гранодиорит-порфиров. Рудные минералы галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и магнетит ассоциируют с хлоритом, кварцем, кальцитом, гранатом, серицитом.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛИНОЗЕМИСТОЙ ФОРМАЦИИ

В Алмалыкском районе, как в Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне в целом, месторождения глиноземистой формации представлены алунитовыми кварцитами. Они имеют региональное развитие, приурочены к одному строго определенному структурному ярусу. В современном эрозионном срезе они сохранились лишь на отдельных неактивизированных депрессиях, где обнажается доинверсионная порфиритовая формация. Такие площади известны в горах Каржантау (Саитсай, Каржансай, Акташ) в бассейне рек: Чаткал (Зиннан-Тереклинская зона, Кургаз), Аксагата (Аксагата, Алтынбель), на правобережье р. Ангрен (Шавассай, Акчасай, Карабау, Дукент). На левобережье Ангрена алунитовые залежи встречаются в бассейнах всех меридиональных притоков, расположенных между реками Алмалык на западе и Гушсай на востоке (Чиликсай, Саукбулак, Ургаз, Шаугаз, Абджаз, Кендырсай, Культа, Гушсай и др.). На южном склоне Кураминских гор известно Токмакское месторождение.

Наиболее мощные залежи алунитов разведаны в бассейнах рек Гушсай, Шаугаз, Ургаз и Токмакском. Схема классификации алунитовых месторождений приведена в табл. 19. Во флангах многих алунитовых месторождений, представляющих переходные зоны к поднятиям, встречается золотое оруденение. Поэтому, выходы алунитовых залежей, также как более обширные зоны развития осветленных пород нижнего структурного яруса, перспективны для поисков многих рудных месторождений.

Таблица 19

Морфологические и минералогические типы алунитовых кварцитов и их аналогов, сосредоточенных в предверхнебашкирском структурном ярусе Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоны, и приуроченные к ним месторождения

Морфология	Степень метаморфизма, исходные породы	Типоморфные минералы кварцитов и наложенных руд	Структурное положение, формы проявления гранитоидных интрузий	Месторождение
Плащеобразные, пластовые с незначительным участием линейных форм (1 тип)	Интенсивный, контактовый. Порфиритовая формация	Кварц, андалузит, корунд, турмалин, дюмортьерит, диаспор. Реликты алунита, агальматолита	Длительно развивающиеся депрессии позднего заложения, прорванные ультракислыми гранитоидами заключительного этапа герцинского цикла	Акташ В Каржантауской депрессии
Пласты	С заметным влиянием метаморфизма. Порфиритовая формация	Кварц, алунит, серицит, диаспор, пирофиллит, каолин; пирит, редкие вкрапления сульфидов Cu, Pb, Zn вблизи и внутри карбонатной ложи. Признаки наложения гидротерм отсутствуют	Депрессии раннего заложения. Единичные дайки средних и субщелочных даек	Щенебек Осветленные зоны в басс. рек Саукбулак, Шаугаз, Абджаз, Кандыр
То же, что и в первом типе	Слабометаморфизованные. Порфиритовая формация	Кварц, алунит, каолин, гидрослюды, пирофеллит, серицит, редко диаспор, пирит, киноварь (редко). Признаки гидротерм почти отсутствуют	Депрессии раннего заложения. Дайки диабазов и липаритов	Аксагата, Акчасай
То же, что и в первом; часты линейные формы	Без существенных признаков преобразования. Порфиритовая формация	Кварц, алунит, каолин, гидрослюды, серицит, пирит. Признаки наложения гидротерм отсутствуют	Депрессии раннего заложения. Гранитоидные интрузии отсутствуют, за исключением субвулканических фаций, синхронных с эффузивами, и даек основных пород	Гушсай и другие проявления алунитов в Наугарзанской депрессии
Линейные и площадные	Преобразования за пределами линейных залежей Зиннан-Тереклинского месторождения. Порфировая формация, реже гранитоиды C_1—C_2	Кварц, алунит, гидрослюды, каолин, пирит. Наложенная рудная минерализация; за пределом алунитовых залежей изучена слабо	Депрессии раннего заложения, смежные поднятия. Контролируются зоной крупного Кумбель-Угамского разлома и его апофиз. Гранитоидные и порфировые дайки	Мощное Зиннан-Тереклинское и другие слабоизученные проявления алунитовых кварцитов и их перспективные преобразованные рудоносные (и др.) разности
Линейные или глубоко проработанные обширные площади	Интенсивное влияние гидротермального процесса в средних глубинах Эффузивы D_1, карбонатные породы D_2—C_1, гранитоиды C_1—C_2, эффузивы C_1—C_2	Кварц, серицит, гидрослюды, биотит, хлорит, калишпаты, серпентин, альбит, ангидрит, реже флюорит, разнообразный комплекс сульфидов (Fe, Cu, Pb, Mo), золото, магнетит, флюорит, минералы магнезиальных и известковых скарнов	Широкие области длительных поднятий вблизи депрессионных зон, разбитые мощными древними разломами. Доинверсионные гранитоиды ранних этапов герцинского цикла и осадочно-эффузивные толщи среднего палеозоя, как рудовмещающие среды и рудогенерирующие гранитоидные интрузии конечных этапов	Промышленные медно-порфировые и полиметаллические месторождения
То же	Интенсивное влияние гидротермального процесса на малых глубинах Доинверсионные эффузивы. Порфиритовая формация, реже гранитоидные интрузии	Кварц, серицит, хлорит, альбит, кальцит, барит, флюорит, разнообразный комплекс сульфидов	Активизированные краевые зоны депрессий. Доинверсионные эффузивы (C_1—C_2) и интрузивы (C_1—C_2) как рудовмещающие среды. Рудогенерирующие дайки гранитоидов конечных и заключительных этапов	Промышленные месторождения золота, полиметаллов, флюорита в березитоподобных метасоматитах в крупных одиночных жилах или штокверках Непромышленные проявления сульфидов во внутренних зонах депрессий и поднятий
Площадные, реже линейные	Интенсивные гидротермальные преобразования. Сланцы, кислые эффузивы и гранитоиды C_1—C_2	Кварц, мусковит, альбит, калишпаты	Внутренние участки поднятий, гранитоиды C_1—C_2 прорванные порфировыми интрузиями	Единичные грейзеновые, пегматоидные проявления и обширные апогранитоиды
Линейные, реже площадные	Интенсивные гидротермальные преобразования малых глубин в зоне региональных древних, но обновленных разломов Вулканиты, интрузии различного состава и возраста, реже осадочные формации	Кварц, серицит, гидрослюды, хлорит, карбонаты, флюорит, барит, пирит, гематит, золото, касситерит	Зоны крупных разломов, пересекающие все структурные блоки. Заметно влияние верхних структурных ярусов (C_2, C_3, P) на размещение оруденения	Гематитовая минерализация в зоне Железного разлома. Серия медно-висмутовых, золотых, флюоритовых и др. месторождений в зоне Кумбельского разлома и его ответвлениях

Тектонические металлогенические особенности восточной части района резко отличаются от западной, где располагаются описанные выше месторождения меднорудной и полиметаллической формаций.

На востоке выходы пород среднего палеозоя ограничены, но развиты эффузивы верхнего палеозоя и порфировые интрузии перми, образующие широкие и протяженные поля. Большим распространением пользуются дайковые комплексы, среди которых по мере продвижения на восток начинают преобладать наиболее поздние разности—диабазовые порфириты, гранит- и фельзит-порфиры.

Тектоническое строение восточной части характеризуется слабой контрастностью. Здесь преобладают депрессионные зоны при слабом развитии куполовидных поднятий, антиклинориев. Своеобразную структурную позицию занимают порфировые интрузии гушсайского комплекса. Если на западе их аналоги — гранодиорит-порфиры Алмалыкского типа — образуют сравнительно небольшие штокообразные тела, приуроченные к антиклиналям, то на востоке подобные интрузии занимают большие площади и не проявляют строгой приуроченности к определенным типам структур.

Эти особенности стратиграфии, тектоники и магматизма обусловили своеобразие эндогенной минерализации восточной части Алмалыкского рудного района.

Здесь в неактивизированных депрессиях размещаются месторождения глиноземистой формации (алунитов). Кроме того, развиты низкотемпературные метасоматиты, контролируемые слабо активизированными депрессиями или зонами обновленных региональных разломов. В жильных телах преобладают барит, карбонаты, флюорит, кварц с относительно слабой концентрацией сульфидов меди, свинца, цинка; золото, в связи с его высокой ценностью, приобретает промышленные концентрации. На востоке, за пределами района имеются промышленные месторождения флюорита в кварц-баритовой жиле с полиметаллами.

Ниже приводится краткая характеристика изученных нами некоторых рудопроявлений низкотемпературного комплекса, а также одного из типичных алунитовых месторождений в бассейне р. Ургаз (Шенебек). Данные о других месторождениях алунитов опубликованы ранее (Мусин, Моисеева, 1968 г.).

Рудопроявление Шаугаз. Месторождение располагается вблизи Железного разлома в его северном блоке и представляет южное крыло северо-колбулакской антиклинали. Здесь обнажаются среднекарбоновые гранодиориты Карамазарского типа, субвулканические тела гранодиорит-порфиров, предположительно нижне-среднекарбоновые, а также нижнепермский гранитоид-порфировый комплекс (адамеллит-порфиры, гранит и фельзит-порфиры).

Молибденовое оруденение приурочено к осветленным гранодиорит-порфирам, прорванным серией субпараллельных даек гранит-порфиров. В осветленных гранитоидах развиты вторичные кварц, серицит, хлорит, пирит, убогая молибденовая и медная минерализации. Молибденита на этом месторождении несколько больше, чем на месторождениях западной части района и поэтому оно разведывалось как молибденовое.

Тип околорудных изменений и рудной минерализации Шаугазского месторождения во многом сходен с медно-порфировыми месторождениями, однако, здесь минерализация значительно слабее, что вероятно, объясняется неблагоприятными литолого-структурными особенностями. Здесь очень часты молодые интрузии, которые почти полностью замести-

ли основную рудовмещающую среду — породы нижнего структурного яруса.

Рудопроявление Бакыт. Расположено в верховьях р. Сарыташ (приток р. Обджаз) на водоразделе с бассейном р. Кандырсай. Оно открыто Д. Ибадуллаевым и описано нами в 1962г.

Серия кварцевых и кварц-баритовых жил с халькопиритом мощностью 5—10 *м* располагается среди эффузивов акчинской свиты, прорванной интрузивами гранодиорит-порфиров и дайками фельзит-порфиров. Причем, количество прожилков и оруденелая площадь увеличиваются от водораздела вниз по склону, т. е. по падению рудной зоны.

Несмотря на то, что геологическая обстановка неблагоприятна для развития крупных залежей медно-порфировых руд, данное рудопроявление может представлять интерес как объект с более низкотемпературной золото-висмутовой минерализацией.

Другие рудопроявления меди бассейна р. Кандыр и Кыркыз залегают среди гранодиоритов Кураминского типа, прорванных теми же порфировыми гранитоидами. Из них разведывалось наиболее крупное месторождение Кандыр, однако, результаты разведки показали непромышленное содержание и объем руд.

Поисково-разведочные работы на медь в восточной части Алмалыкского района и общее геологическое строение доказывают неперспективность ее на обнаружение крупных медных месторождений, за исключением площадей, где развиты эффузивы $Д_1$ в комплексе с интрузиями сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров. Однако здесь могут быть выявлены промышленные объекты на золото, висмут, флюорит и полиметаллы. В этом же районе располагается наиболее крупное месторождение алунитов Гушсай.

Месторождение Щенебек. Впервые это месторождение было изучено С. Е. Прянишниковым в 1946 г. Позже его исследовали многие геологи при проведении геолого-съемочных, разведочных, поисковых и тематических работ (Б. И. Сигалов, Ю. Г. Контеев, В. Ф. Викторов, М. И. Моисеева, А. Р. Ярмухамедов, Р. А. Мусин).

Кварц-алунитовые залежи располагаются в широкой и протяженной зоне осветленных пород, прослеживающихся от Алмалыкского рудного поля на западе до Наугарзансая на востоке.

Подобные зоны имеются на правобережье р. Ангрен, в бассейне рек Чаткал, Кассан а также и на Южном склоне Кураминского хребта, т. е. всюду, где обнажен предверхнебашкирский структурный ярус и сохранились неактивизированные депрессии, сложенные эффузивами нижнего — среднего карбона.

На площади Ургаз-Шенебекского месторождения кварц-алунитовые залежи развиваются по пирокластическим фациям среднекарбоновых вулканитов.

Эффузивы слагают полого падающую куполовидную складку, расположенную вблизи осевой линии крупной структуры — Алмалыкского синклинория и заполняют северо-восточную оконечность депрессионного прогиба центрального блока.

Выходы кварцитов обнажаются на склоне небольшой возвышенности и образуют два сближенных пласта мощностью от нескольких до 30—40 *м* с раздувами до 100 *м* и протяженностью более 2 *км*. Алунитом обогащен нижний пласт, а верхний представлен, в основном, монокварцитами. Вблизи кварцитов нет никаких выходов, которые могут быть отнесены к жерловым или субвулканическим фациям. Имеются маломощные дайки гранитоидов, пересекающие залежи кварцитов и

относящиеся к пермскому гранито-порфировому интрузивному комплексу, также как штокообразные тела, обнажающиеся за пределами месторождения, но вблизи него.

Изучение разреза осветленных эффузивов по выходам и кернам разведочных скважин показывает их зональное строение (снизу вверх). Практически неизмененные породы кверху постепенно сменяются слабоизмененными, затем пропилитизированными (пропилитовая фация). За ними следуют интенсивно измененные обеленные кварцево-слюдистые каолинизированные разности, но сохраняющие первичную структуру (кварцево-слюдистая фация).

Результаты химических анализов неизмененных и измененных эф

Окислы	Неизмененный андезито-дацитовый порфир, обр. 4625		Пропилитизированный андезито-дацит, обр. 151, 185		Серицитовые кварциты, обр. 177	
SiO_2	57,77	1062	61,40	1155	71,4	2378
TiO_2	0,44	5,5	0,47	5,65	0,55	14
Al_2O_3	18,02	295	14,10	234	14,28	420
Fe_2O_3	2,04	20,5	1,50	15,2	2,65	49,5
FeO	3,12	25	2,98	23,0	0,55	7
MnO	0,04	—	0,09	—	сл.	—
MgO	2,84	39,4	1,87	26	0,80	10,4
CaO	2,70	26,6	4,77	48	0,28	2,6
K_2O	3,41	20,0	3,25	19,5	3,34	18,4
Na_2O	2,24	20,0	2,56	23,0	1,00	8,6
П. п. п.	—	—	—	—	4,44	—
H_2O	0,40	25	0,67	42,3	1,16	66,56
CO_2	—	—	3,00	—	—	—
SO_3	—	—	0,09	—	0,23	—
P_2O_5	2,64	51	0,21	1,6	0,21	2,6
Сумма	99,98	—	96,96		100,84	
$K_2O : Na_2O$	1,5		1,2		3,34	

Выше по разрезу, иногда внутри предыдущей фации, располагаются собственно кварц-алунитовые рудные тела с примесью диаспора и других реликтовых или вторичных минералов (кварц-алунитовая фация). Разрез завершается породами, сложенными, в основном, кварцем (монокварцевая фация). Эта фация, слагающая на многих месторождениях алунитов приповерхностные горизонты, представляет шляпу алунитовых залежей. На описываемом месторождении монокварциты перекрыты интенсивно каолинизированными, пропитанными гидроокислами железа, рыхлыми породами.

Для них характерно почти полное окисление пирита, который присутствует во всех других зонах (фациях) вторичных кварцитов.

Подобные изменения, в которых несомненно участвуют поздние и современные процессы выветривания, распространены на всех месторождениях алунитовых кварцитов и поэтому названы кварц-каолинитовой фацией. Сходные с ними каолинитовые залежи характерны для мезозойских низинных кор выветривания Средней Азии и приурочены к изолированным депрессиям, нередко угленосным. Эти коры сиаллитного типа не дают заметного скопления минералов свободного глинозема, так как они развивались в других климатических палеогеографических условиях. При наложении вторичного процесса выветривания на первичные высокоглиноземистые латеритные коры наблюдается силификация свободного глинозема, которая отмечается для многих материальных кор и даже бокситов.

Пропилитовая фация. Породы этой фации представлены измененными андезито-дацитовыми и андезитовыми порфиритами зеленого, серовато-зеленого цвета. Участвуют вторичные минералы: кварц, карбонат, эпидот, хлорит, серицит, пирит, реже встречаются ангидрит, гипс, альбит и вторичный калишпат.

Первичная структура основной массы (60—65%) витрофировая микролитовая, фельзитовидная. В порфировых выделениях кварц и разложенные зерна полевых шпатов, биотитов, роговой обманки, таблитчатые кристаллы плагиоклаза замещаются карбонатом, эпидотом, иногда соссюритом и альбитом.

Таблица 20

фузивных пород Ургаз-Шенебекского алунитового месторождения

Диаспоровые кварциты, обр. 290		Алунитовые кварциты, обр. 168		Монокварциты		Примечание
58,45	975	54,45	797	94,36	1532	Результаты химических анализов образцов № 151, 185, 177, 290, 165 приведены по данным Е. К. Тепикина и др. (1963), обр. 4625— по данным автора. 1 столбик — весовые проценты окислов. 2 — количество электроположительных ионов в стандартной ячейке
0,45	5	0,68	7,8	0,60	7,8	
14,0	191	16,7	216	0,80	11,4	
2,50	24	0,29	2,63	1,52	13,3	
0,43	3	0,57	3,5	1,44	19,7	
—	—	0,02	—	—	—	
1,10	13,5	0,10	1,33	0,05	0,53	
0,30	2,5	0,42	3,07	0,28	2,44	
3,33	17,5	2,80	13,3	0,40	1,95	
0,53	4	1,65	12,2	0,12	1,0	
—	—	—	—	0 57	—	
6,29	349	6,82	514	0,31	17,1	
—	—	0,03	—	—	—	
13,1	—	15,53	—	0,30	17,1	
0,31	5	0,30	4,4	0,06	1,24	
99,79		100,53		100,81		
6,4		1,69		3,03		

Роговая обманка представлена опатицизированными ромбовидными и вытянуто-призматическими зернами размером до 2—2,5 *мм* в поперечнике. Большинство замещается хлоритом, эпидотом, карбонатом. По спайности развит сфен, редко содержатся многочисленные включения игольчатого апатита и округлого циркона (шл. 8037, 2361).

Биотит представлен чешуйчатыми и пластинчатыми формами зерен размером 3—3,5 *мм*. Он обычно замещается хлоритом, эпидотом, мусковитом, а иногда полностью обесцвечивается. Характерно развитие по спайности клиновидного сфена.

Роговая обманка и биотит составляют 6—15% площади шлифа.

Калишпат (3—12%) образует пелитизированные таблитчатые и неправильные зерна размером до 2,5 *мм*. Кварц представлен оплавленными округлыми, интенсивно корродированными, редко идиоморфными зернами размером до 3,3—4 *мм*.

Из акцессорных минералов встречаются апатит, иголки рутила, призмочки циркона, клиновидные зерна сфена, ксеноморфный магнетит, редко титаномагнетит.

Пирит наложен на все новообразования и представлен в кубических и ксеноморфных зернах размером до 1—2 *мм* в поперечнике. Содержание его, заметно колеблясь, составляет 4—6% площади шлифа.

Кварцево-слюдистая фация. Породы этой фации наиболее распространены и представлены осветленными плотными, иногда рыхлыми породами. В большинстве случаев в осветленных эффузивах сохраняется первичная порфировая структура (шл. 8042, 8043). Серицитизации подвергаются как порфировые выделения, так и основная масса. Но наиболее интенсивно и полностью замещаются плагиоклазы. Исследования осветленных пород и мономинеральных проб разложенных порфировых выделений плагиоклазов под электронным микроскопом показывают, что они преимущественно состоят из гидрослюд (обр. 399, 450; см. прилож.). В аналогичных пробах из месторождения Гушсай, кроме гидрослюды также установлены каолинит и галлуазит (обр. 455, 446). В некоторых случаях цветные металлы обесцвечиваются или замещаются слабо зеленоватым хлоритом. Редко реликты порфировых выделений плагиоклаза замещены карбонатом и альбитом.

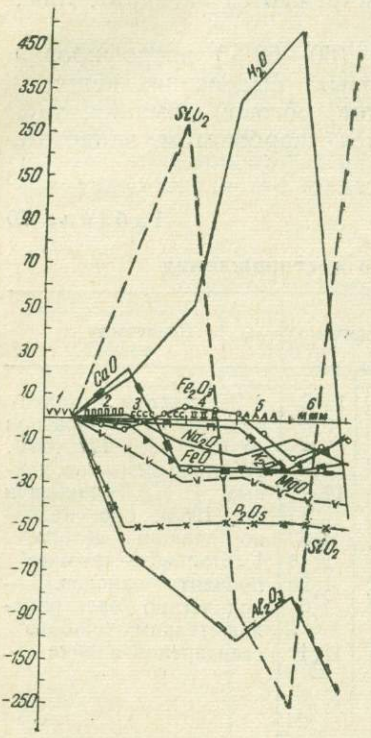


Рис. 20. Вариационная диаграмма „привнос-вынос„ при образовании фации (зон) алунитовых кварцитов Ургаз-Шенибекского месторождения.

1—неизмененные андезито-дацитовые, дацитовые порфиры и их туфы; *2*—пропилитизированный андезито-дацит; *3*—серицитовый кварцит; *4*—диаспоровый кварцит; *5*—алунитовый кварцит; *6*—монокварцит.

Серицит или гидрослюда представлены тонкочешуйчатыми, реже радиально лучистыми агрегатами. Когда серицит замещает порфировые выделения биотита, он образует более крупные чешуйки.

Кварц-алунитовая фация с диаспором. Породы этой фации образуют пластообразные и линзообразные тела и сложены, в основном, кварцем, алунитом. Алунит составляет от 10 до 40 % объема породы и встречается в виде разрозненных скоплений и мелких прожилок и представлен, в основном, тонкозернистыми зернами, образует псевдоморфозы по полевым шпатам и темноцветным минералам, иногда сливается с кварц-серицитовой основной массой (шл. 464).

Имеет бесцветную окраску, редко совершенную спайность по (1011); С 11 Ng; Ne=1,588—1,591; No=1,571—1,576; Ne—No=0,015—0,017.

Наблюдения под электронным микроскопом показывают, что вышеописанный минерал действительно соответствует алуниту (обр. 729).

В некоторых участках кварц-алунитовых залежей наблюдается обогащение диаспором (до 10—15%). Диаспор образует скопления таблитчатых призматических корродированных зерен размером до 1—1,2 *мм* в поперечнике. Минерал бесцветен с совершенной спайностью по (010) и высоким рельефом (r<v); Ng=1,748; Np=1,700; Ng—Np=0,048; 2v=+84° (шл. 8119). Диаспор встречается в ассоциации с радиально лучистыми, чешуйчатыми агрегатами серицита, зернами алунита и кварца. По мере роста количества диаспора уменьшается содержание алунита, что, по-видимому, говорит об образовании диаспора за счет алунита.

Повышенное содержание диаспора мы связываем с влиянием гранитоидных даек, пересекающих кварциты, а также близостью штокообразных тел порфировых интрузий гушсайского типа. Обычными примесями алунитовых кварцитов являются серицит, пирит, рутил, диаспор, кварц, каолинит.

Монокварцевая фация. Слагает приповерхностные зоны. Макроскопически представляет очень плотную породу серовато-белого, серовато-розового цвета, утратившего первоначальную порфировую структуру.

Таблица 21

Результаты определения объемных весов слабо измеренных, пропилитизированных и осветленных эффузивов Акчинской свиты Алмалыкского района

Номер образца	Место взятия	Порода, объемный вес
2259	Саукбулаксай, скв. 1, гл. 265 *м*	Пропилитизированный андезито-дацит 2,55
2264	Скв. 9, гл. 367 *м*	То же, 2,54
2271	Саукбулаксай, скв. 1, гл. 400, 6—403,2	Пропилитизированный андезито-дацит, порфир, 2,39
2279а	Саукбулаксай	Пиритизированный андезито-дацитовый порфир, 3,14
22880	Саукбулаксай	Слабо пропилитизированный андезито-дацитовый порфир с пиритом, 2,69
2309	Саукбулаксай, скв. 1, гл. 507, 4—510,6 *м*	Слабо пропилитизированный андезито-дацитовый порфир, 2,7
2316	Саукбулаксай, скв. 1, гл. 527—532	Пропилитизированный андезито-дацитовый порфир, 2,53
2361в	Саукбулаксай, разрез I—I	Пропилитизированный туф андезито-дацитовых порфиров, 2,69
2373	Там же	Осветленный андезито-дацитовый порфир, 2,16
2378	»	Осветленный андезито-дацитовый порфир, 2,08
2385	»	Осветленный андезито-дацитовый порфир, 2,17
2367	»	Слабо осветленный андезито-дацитовый порфир, 2,48
	»	Пиритизированный андезито-дацитовый порфир, 3,00
2394в	»	Пропилитизированный андезито-дацитовый порфир, 2,60

Под микроскопом наблюдается интенсивное окремнение породы с очертаниями полностью разложенных порфировых выделений роговой обманки, биотита, плагиоклаза, тогда как фенокристаллы магматического кварца не затронуты.

Монокварцевая фация на 80—90% состоит из зернистого кварца и незначительного количества серицита, алунита, диаспора, пирита, а также единичных зерен циркона и игольчатых скоплений рутила с коленчатыми двойниками.

В монокварцитах устанавливается три генерации кварца: I — первичный, порфировый; II — вторичный, замещающий как выделения, так и основную массу, III — прожилковый, секущий первую и вторую генерации.

Таблица 22

Профиль латеритных кор выветривания и алунитовых кварцитов (состав зон и их последовательность снизу вверх)

Номер зоны	Южный Урал. Кора выветривания на диоритах, по К. К. Никитину, 1956	Сибирская платформа. Кембрийская кора выветривания на траппах (*cm*) по Е. Т. Боброву, 1962	Воронежская обл. Нижний Мамон. Верхнедевонская кора выветривания на базальтах (D_3), по И. И. Гинзбургу и др., 1962	Бразилия (Маракажу) Современная кора выветривания на базальтах, по И. И. Гинзбургу и др., 1962	Бразилия (Рио-де-Жанейро). Современная кора выветривания на гнейсах, по И. И. Гинзбургу и др., 1962
V	Каолинитово-гидрогематитовая, 12 *м*				
IV	Каолинито-гидрослюдистая, 6 *м*	Каолинито-гидрогематитовая с гиббситом, 0,5—1,5 *м*	Гиббсито-каолинитовая	Хлорито-гиббситовая с метагаллуазитом, гидрохлоритом. 2,8 *м*	
III	Гидрослюдистая, 8 *м*	Каолинито-гидрогематитовая, 10—40 *м*	Охристо-каолинитовая, 3—8 *м*	Хлоритовая с гиббситом, метагаллуазитом и обломками выветренных пород, 1,7 *м*	Гиббситовая с каолинитом, 1,6 *м*
II	Гидрохлоритовая, 12 *м*	Монтмориллонито-гидрохлоритовая с каолинитом, 20—60 *м*	Гидрохлоритовая, 4—5 *м*	Гидрохлоритовая с метагаллуазитом и лейкоксеном, 1,8 *м*	Каолинитовая с гиббситом, 2 *м*
I	Дезинтеграции, 6 *м*	Дезинтеграции, 5—10 *м*	Дезинтеграции	Дезинтеграции, рыхлые, бесструктурн. базальты	Гидробиотитовая, 3 *м*
0	Диорит	Траппы	Не измененные базальты	Не измененные базальты	Гнейс, 3—5 *м*

	Среднекарбоновые алунитовые кварциты Курамино-Ферганской зоны Тянь-Шаня по порфиритовой формации			Кварциты по эффузивам C_2—P
	Щенебек Р. А. Мусин, А. Р. Ярмухамедов, 1968	Шаугаз Г. П. Чеботарева, 1968	Гушсай Е. К. Тепикин, 1968	Южная Джунгария Г. М. Фремд, М. Д. Исаева, 1963
			Монокварцевая, 15 *м*	
	Кварц-каолинитовая (наложенная)	Монокварцевая, 10 *м*	Каолинитовая, 10—60 *м*	Алунитовая

	Монокварцевая, 20 *м*	Диаспоровая, 10 *м*	Алунитовая, 30—120 *м*	Алунито-серицитовая
	Кварц-алунитовая с диаспором, 50—120 *м*	Алунитовая, 18 *м*	Каолинитовая с диккитом, 20—50 *м*.	Алунито-каолинитовая
	Кварц-слюдистая, 50—160 *м*	Серицитовая, 25 *м*	Серицитовая (гидрослюдистая), 50 *м*	Каолинитовая
	Пропилитовая с ангидритом	Пропилитовая с ангидритом	Пропилитовая с ангидритом	Пропилитовая
	Андезито-дациты и их туфы	Андезито-дациты и их туфы	Туфы андезито-дацитов	Андезиты, базальты, трахилипариты

Учалинское медно-колчеданное месторождение

Кора выветривания (возраст коры неопределен, вероятно, послепалеозойский), исходные породы девонского возраста, подвергнутые зеленокаменным изменениям по И. И. Гинзбургу, Г. В. Писемскому, 1962

	Каолинито-монтмориллонитовая		Каолинитовая	Каолинито-монтмориллонитовая	
	Гидрохлорито-монтмориллонитовая	Каолинито-монтмориллонитовая	Гидрослюдисто-каолинитовая	Гидрослюдисто-монтмориллонитовая	
	Гидрохлоритовая	Гидрохлорито-гидрослюдистая	Серицито-гидрослюдистая	Гидрохлоритово-гидрослюдистая	Каолинито-монтмориллонитовая
	Дезинтеграции	Дезинтеграции	Дезинтеграции	Дезинтеграции	Дезинтеграции
	Породы диабазового комплекса	Плагиоклазовый порфирит	Породы альбитофирового комплекса	Туфы смешанного состава	Андезитовый порфирит

	Батумское побережье Кавказа. Постплиоценовая кора выветривания на авгито-лабрадоровых порфиритах и туфах кеммирийского возраста, по Н. А. Лисицыной, 1962	Либерийский щит, район Фенарии. Кора выветривания на протерозойских долеритах, по Б. М. Михайлову, 1966	Либерийский щит Архипелаг Лос, остров Каса. Кора выветривания на протерозойских нефелиновых сиенитах, по Б. М. Михайлову, 1966	Остров Хайнань. Послемиоценовая кора выветривания на домиоценовых базальтах, по В. П. Петрову, 1967
		Конгломерат Кираса, состоящий из обломков структурного боксита, 0,5 *м*		
		Структурный боксит, пронизанный корневой системой слоновой травы, 3,0 *м*		Каолинитовая, 40 *м*
		Структурный боксит плотный, 7,0 *м*	Зона Кирасы, 2—3 *м*	Бокситовая, 40 *м*
	Галлуазитовая с гидрохлоритом, каолинитом, монтмориллонитом	Структурный боксит пластичный, 2,0	Зона структурного боксита, 6—12 *м*	Галлуазитовая, 40 *м*
	Галлуазитово-хлоритовая	Выщелоченные долериты, 0,5 *м*	Зона выщелачивания, 5—0,5 *м*	Дезинтеграция (переходная) 40 *м*
	Авгито-лабрадоровый порфирит	Долерит	Нефелиновый сиенит	Базальт

	Кураминский хребет, месторождение Кургашинкан Послепалеозойская зона окисления, по И. М. Голованову, 1965	Схема вторичной зональности сульфидных руд, по С. С. Смирнову, 1951
	Зона выщелачивания свинца с нижней подзоной тонкорассеянных соединений в гидроокислах железа и марганца	
	Зона окислов свинца с подзонами коронадита и платтнерита	Поверхностный слой
	Зона развития карбоната свинца — церуссита	Подзона окисленных руд

Зона развития сульфатов плюмбоярозита и англезита	Подзона окисленных выщелоченных руд
Зона вторичного сульфатного обогащения, представленная переотложенными англезитом и линаритом	Подзона богатых окисленных руд
Зона вторичного сульфидного обогащения, представленная минералами типа бетехтинита	Зона вторично обогащенных сульфидных руд
Зона первичных сульфидных руд	Зона первичных руд

Вторичные кварциты молодых и современных вулканических поясов				
Курильские острова С. И. Набоко, (1963)	Советское Закарпатье В. С. Соболев, Ю. И. Фишман (1963)	Восточный Тинтик, T. S. Levering (1949)	Япония, о. Хонсю Sh. Jwao (1949)	Камчатка о. Парамушир С. И. Набоко (1963)
Монокварцевая	Опаловая	Гидротермальная аргиллитизация	Монокварцевая	Опалиты, 0—50 *м*
Алунитовая	Алунитовая, каолиновая, до 100 *м*	Алунитовая и диккитовая	Алунитовая	Алунитовая, 50 *м*
Серицитовая	Цеолитовая, 100 *м*	Серицитовая	Каолинитовая	Аргиллитизация, 60 *м*
Пропилитовая	Адуляровая, 200 *м*	Бейделлитовая	Пропилитовая	Пропилитовая
Андезиты	Туфы липарита	Латит и риолит	Андезиты	Андезиты

Алтынтау, Кулькудук, Карнаб, Котурбулак Меловой перевал. (Чаткальский хребет)	Кокпатас, Ангрен	Ауминзатау, Алтынтау, Букантау (Кызылкумы), Мачетлн (хр. Гиссар)
Послепалеозойская кора выветривания на палеозойских породах, по А. А. Абдуллаходжаеву, Н. П. Петрову, Ш. К. Расулову, И. Х. Хамрабаеву, 1963		
Общая мощность от 3 до 100 *м*	От 0,5 до 100 *м* и более	От 0,5 до 0,8 *м* и более
Латеритная зона (бокситы)	Аргиллитовая (сухарная глина)	Охровая

Продолжение табл. 22

	Каолинитовая	Каолинитовая	Каолинитовая
	Серицитово-каолинитовая	Гидрослюдисто-каолинитовая	Серицитово-каолинитовая
	Гидрослюдисто-серицитово-каолинитовая	Гидрослюдистая	Слюдисто-каолинитовая
	Дресва (зона слабоизмененных пород)	Дресва (зона слабоизмененных пород)	Дресва (зона слабоизмененных пород)
	Гранитоиды	Эффузивные породы среднего и кислого состава	Глинистые сланцы

Характер миграции компонентов в процессе образования различных фаций вторичных кварцитов отражен на вариационной диаграмме «привнос — вынос» (рис. 20). Диаграмма составлена по методу Т. Барта. Хотя этот метод, как показали работы других исследователей, имеет погрешности, но может отражать общий ход процесса.

При образовании монокварцитов выносятся все петрогенные элементы, кроме кремнезема. Это, по-видимому, можно объяснить длительной циркуляцией сернокислых растворов, которые выносили все основания, а также глинозем.

При процессе пропилитизации происходит привнос кремнезема, кальция, воды и незначительного количества натрия. В зону серицитовых кварцитов, кроме воды, кремнезема, также привносится железо, тогда как из диаспоровых и алунитовых кварцитов выносится кремнезем (табл. 20).

Примечательным является постепенное уменьшение значения объемных весов (табл. 21) от неизменных пиритизированных эффузивов (3,0—3,14) к пропилитизированным (2,39—2,70) и осветленным (2,03—1,26).

Такое изменение объемного веса, как показывают химические анализы, связано с выносом главных породообразующих компонентов, кроме кремнезема, титана и воды.

По строению и составу вторичных кварцитов Ургаз-Шенебекское алунитовое месторождение сходно с Кызыл-Чекинским в Южной Джунгарии (Г. М. Фремд, М. Д. Исаева, 1963) и месторождениями вторичных кварцитов Казахстана, Камчатки, Японии и др. (табл. 22).

Обращает внимание сходство латеритных бокситоносных кор с алунитовыми кварцитами и их отличие от строения зон гипергенеза, при котором не наблюдается заметная концентрация свободного глинозема.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ, УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Метаморфические и метасоматические образования данной территории весьма разнообразны, как по минералогическому составу, так по форме и масштабу проявлений. Современное состояние их изученности позволяет пока выделить основные типы (фации и формации) и осветить некоторые закономерности их распространения в пространстве и времени.

Наиболее обширные, хотя и разрозненные сведения имеются по метасоматическим образованиям, сопровождающим разнообразные рудные комплексы и определяющие их генетические типы.

Характер проявления и размещения метаморфических, метасоматических и рудных образований в значительной степени определяется историей развития отдельных тектонических блоков, составляющих данную территорию. Дискретное развитие этих блоков — результат различного проявления тектонического режима, обусловленного многими факторами, среди которых, вероятно, немалая роль принадлежит процессам, протекающим в глубинных слоях земли. Вместе с тем очевидна тесная взаимосвязь подкоровых процессов с явлениями, протекающими в коре.

Западный и Центральный сектора Южного Тянь-Шаня в пределах УзССР включают в себя четыре самостоятельные структурно-фациальные зоны (геотектонические блоки): Чаткальскую, Курамино-Ферганскую, собственно Южно-Тяньшанскую (Алай-Кокшальская) и Каракумо-Таджикскую (Байсунская, Юго-Западные отроги Гиссарского хребта).

Общим для всех подзон является распространение относительно низкотемпературных регионально развитых метаморфических и метасоматических комплексов, приуроченных к эрозионным поверхностям позднепротерозойского и каледонского структурных этажей.

Низкотемпературные изменения пород можно наблюдать и на поверхности позднегерцинских структурных ярусов, совпадающих с периодами консолидации складчатого палеозойского фундамента и затухания интрузивного магматизма, а также на отдельных площадях пород, слагающих различные ярусы герцинского структурного этажа, но не подвергшихся активизации или активизированные в заключительных стадиях. Следовательно, указанные процессы действовали, в основном, на отложения байкалид, каледонид, а также на устойчивые депрессии и поздние поднятия герцинид: красноцветные, флишевые, карбонатные толщи девона — карбона, базитовые и ультрабазитовые породы, слагающие поздние поднятия всех пород неактивизированных депрессий и все молодые пермо-триасовые осадочные магматические комплексы.

Площади распространения указанных геологических формаций с низкотемпературными метаморфическими, метасоматическими проявлениями (березиты, лиственитты, кварц-карбонатно-сульфатные жилы, низкотемпературные фации зеленых сланцев, пропилитов) контролируют размещение месторождений золота, флюорита, ртути, сурьмы, руд трехэлементной и редкометальной формации в стратифицированных углеродисто-кремнистых залежах, карбонатно-сульфатной свинцово-цинко-

вой минерализации. Указанные рудные комплексы, заключенные в относительно слабо измененных геологических формациях, распространены во всех структурных фациальных зонах и определяют региональный металлогенический (минералогенический) облик всего Тянь-Шаня.

Касаясь отличительных черт отдельных зон и подзон, следует отметить, что для Чаткальской, Южно-Тяньшанской, Каракумо-Таджикской (Байсунской) зон характерно распространение регионально развитых глубоко метаморфизованных раннедокембрийских геосинклинальных и слабо метаморфизованных вендских субплатформенных формаций.

В связи со сгущением сети разрывных нарушений в герцинском цикле, структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня оказались заметно дифференцированными и самостоятельное дискретное развитие получили не только каждая из крупных тектонических единиц, но и отдельные блоки внутри них. Метаморфические и метасоматические образования в этом цикле оказались тесно связаны с временем, местом, масштабом и средой проявления гранитоидных интрузий, обусловленных инверсионными процессами.

Южно-Тяньшанская и Чаткальская зоны характеризуются сиалическим, а Каракумо-Таджикская и Курамино-Ферганская — фемическим типами минерализации. Эти особенности, по нашему мнению, обусловлены составом пород, слагающих поверхность наиболее активизированного прединверсионного структурного яруса. Кроме того, степень активизации и продуктивности поверхности ярусов тесно связана с длительностью нахождения их в континентальных условиях и интенсивностью воздействия экзогенных факторов выветривания.

Первые две зоны состоят преимущественно из осадочных пород — продуктов контрастной осадочной дифференциации, что определило сиалическую металлогеническую специализацию. Кроме того, инверсия в них происходила, в основном, в позднекарбоновое время, притом только в сравнительно узких кордильерных полосах.

В Курамино-Ферганской и Каракумо-Таджикской зонах поверхность наиболее активизированного структурного яруса (предверхнебашкирского) сложена преимущественно магматическими породами, легко разлагающимися и обогащенными фемическими минералами.

Общему геохимическому фону тектонических блоков (зон) соответствуют типы метасоматитов, развивающихся в герцинском этапе. В Южно-Тяньшанской зоне развиты пегматиты, грейзены, граниты и скарны с редкометальной несульфидной минерализацией (шеелит, касситерит) со слабым развитием сульфидов. Эти условия наиболее благоприятны для гомогенизации ртутной, сурьмяной минерализации, золота, развития маложелезистых сульфидов (пирротина, арсенопирита и др.). Весь этот комплекс тесно связан с позднегерцинскими относительно малоглубинными интрузиями, проявленными в кордильерных полосах (И. Х. Хамрабаев и др., 1958).

В Курамино-Ферганской, Каракумо-Таджикской зонах с фемическим обликом широко развиты метасоматиты типа вторичных кварцитов, пропилитов и их разнообразных фаций, успешно развивающихся по вулканитам, раннегерцинским интрузивам и скарнам, а также скарново-сульфидная формация. В них сосредоточены главнейшие месторождения меди, свинца, цинка, золота, флюорита.

Изучение метасоматических образований, именуемых иногда «околорудными гидротермальными изменениями пород», преследует цель выяснения их отношения к рудным процессам.

Наиболее детально и всесторонне проблема метасоматоза разработана нашими отечественными исследователями: В. И. Вернадским, И. И. Гинзбургом, В. И. Лебедевым, В. Н. Лодочниковым, В. А. Николаевым, Н. И. Наковником, В. А. Обручевым, Л. Н. Овчинниковым, Г. Л. Поспеловым, М. П. Татариновым, В. И. Смирновым, Д. П. Сердюченко, В. С. Соболевым, Н. П. Семененко, Н. И. Хитаровым и др.

Из зарубежных ученых известны труды П. Эскольы, Н. Боуэна, Р. Дэли, В. Гольшмидта, У. Грубенмана, Л. Грейтона, В. Линдгрена, Т. Ловеринга, П. Ниггли, Х. Иодера, О. Таттла, О. Харкера, В. Эмонса, В. Кеннеди, С. Тилли и др.

Широкое признание получили исследования Д. С. Коржинского и его учеников, поставивших изучение магматических, метаморфических и метасоматических образований на физико-химическую основу. Эти исследования внесли много нового в понимание сущности указанных образований, в моделирование природных процессов. Например, представления Д. С. Коржинского об образовании гранитных интрузий и метасоматитов путем магматического замещения разрешили давние споры петрографов о способе образования магматической камеры и интрузивных тел, природе и источниках магмы, с которыми связаны почти все эндогенные месторождения полезных ископаемых. Методы физико-химического анализа способствуют пониманию природной модели различных эндогенных новообразований. Однако разнообразие природных процессов, не вписываемых в математические формулы и сложность применяемого при этом математического аппарата несколько затрудняет широкое внедрение этой методики. Помимо этого, есть еще ряд нерешенных и спорных вопросов, касающихся применения теоретических выводов физико-химической петрологии для объяснения геологических закономерностей, источников рудного вещества, гидротерм, связи процессов рудообразования с метасоматитами, формирование протяженных гранитоидных даек и т. д.

Нет сомнения в том, что конечные результаты парагенетического анализа дают возможность решить многие сложные вопросы эндогенного минералообразования.

В Алмалыкском районе широко распространены различные типы метасоматических образований. Их изучали почти все исследователи, проводившие геолого-съемочные, поисковые, разведочные или тематические работы. В результате этих исследований выявлены закономерности распределения метасоматических образований, разработаны схемы, их классификация, выяснена роль метасоматических процессов в концентрации или рассеивании полезных компонентов.

В настоящее время большинство исследователей придерживаются принципов классификации и методов, разработанных Д. С. Коржинским (1946, 1947, 1950, 1953, 1962 и др.) и дополненных его учениками: В. А. Жариковым (1959, 1960, 1965 гг.), В. П. Логиновым (1951), Л. Л. Перчуком (1964), А. А. Маракушевым (1965), Б. И. Омельяненко (1965) и др.

Д. С. Коржинский впервые вывел новый вид дифференциального уравнения термодинамических потенциалов системы применительно к природным процессам.

Кроме этого, Д. С. Коржинский вывел новый вид уравнения фаз $Ф=К_{ин}$ для метаморфических, и $Ф=К_{ин}^{+1}$ для метасоматических систем ($К_{ин}$ — число инертных компонентов).

В основе физической геохимии лежат теории Д. С. Коржинского о термодинамике систем с вполне подвижными компонентами и о метасоматической зональности и кислотно-щелочной эволюции гидротермаль-

ных процессов. Эти теории раскрывают сущность наблюдаемых природных явлений. Отметим некоторые из них.

Метасоматоз происходит в результате инфильтрации и диффузии, причем, диффузионный метасоматоз менее развит. Механизм замещения этого процесса заключается в растворении и немедленном выпадении (а не ион за ион, как предполагалось ранее) при сохранении закона постоянства объема.

Метасоматическая зональность в метасоматической колонке создается не разновременным процессом замещения (не пульсационно), а одновременно (одноактно) и обусловлена дифференциальной подвижностью компонентов. Число зон равно числу инертных компонентов при изобарическом процессе, или больше на единицу при изохорическом. Возрастание мощностей внутренних зон происходит за счет внешних полиминеральных.

Появление того или иного минерального вида и парагенезис определяются величиной химических потенциалов подвижных компонентов, а состав минералов — содержанием инертного компонента.

Метасоматические изменения пород происходят в результате воздействия на них растворов, исходящих из конкретного магматического образования, в частности, гранитов. Между тем, сами граниты, по мнению Д. С. Коржинского, являются продуктами воздействия на среду трансмагматических ювенильных растворов, исходящих из больших глубин по глубинным разломам и содержащих воду, щелочи. Эти растворы, которые считаются результатом гравитационной дифференциации земного вещества и выжимания в верхние горизонты менее плотных компонентов, чем сами породы, несут определенное количество внутреннего тепла.

На основе разработанного Д. С. Коржинским закона кислотно-основной эволюции гидротермальных растворов, выделяют соответствующие стадии постмагматического метасоматоза, а именно: раннюю послемагматическую (ранняя щелочная); выщелачивания (кислотная); осаждения или понижающейся кислотности (позднещелочная); заключительную стадию остаточных нейтральных растворов.

В раннюю стадию, щелочную, образуются скарновые минералы сильных оснований (калия, натрия, кальция, магния), постепенно сменяющиеся минералами более слабых оснований (железа). Это видно из замещения, например, волластонита диопсидом или геденбергитом. Полное замещение их более кислотофильным минералом (кварцем) происходит в следующей стадии.

Еще одним доказательством щелочности ранней стадии является то, что в газовой среде (в надкритическом состоянии) активность кислот значительно ниже, чем в жидкой, так как сильные анионы, такие как фтор, хлор здесь связаны в сложные комплексы, распадающиеся при понижении температуры раствора.

По мнению В. А. Жарикова (1959), систематика метасоматических образований, разработанная Д. С. Коржинским, применительна к деятельности гранитоидных интрузий и находит подтверждение во многих случаях, но имеются нерешенные вопросы. Например, применимость этой схемы к деятельности щелочных, основных и ультраосновных комплексов, нарушение общей схемы последовательности стадии минералообразования, неясность в определении формаций и фаций метасоматитов и т. д. Многие вопросы уже решены в успешном развитии физической геохимии, введены параметры, учитывающие такой важный фактор, как глубинность. Это позволило, например, придти к выводу о том, что на больших глубинах образуются магнезиальные скарны послемагмати-

ческой стадии. Показана возможность отнесения грейзенов к глубинным фациям вторичных кварцитов и т. д.

Эти и другие важные выводы физической геохимии, раскрывающие сущность геологических закономерностей, а также результаты специальных исследований метасоматитов и их отношения к магме В. А. Жарикова (1959), И. М. Мирходжаева (1955—1960), С. Т. Бадалова (1965), М. И. Моисеевой, В. Ф. Викторова, И. М. Голованова, Н. И. Джантуганова, Г. Х. Клиблей, М. С. Кучуковой, А. К. Каххарова, Дж. Матчанова, А. Р. Ярмухамедова и др. в Кураминских горах мы использовали для объяснения наблюдаемых взаимоотношений метасоматитов и рудной минерализации и составления схемы их классификации (табл. 23).

В основу этой классификации положен формационный принцип. В термин «формация», употребляемый во всех отраслях геологии, вкладываются различные понятия. Наиболее общее определение приводится в трудах В. И. Попова (1966). Он предлагает «понимать под геологической формацией естественно-историческое сообщество генетически связанных сопряженных горных пород, отвечающее определенной динамически обособленной единице геологической среды (т. е. фации), которая возникает в той или иной фазе (этапе, стадии) данного региона земной коры».

Беря за основу указанное определение, в формацию метасоматитов мы можем включить сочетание различных продуктов изменения исходных пород под действием геологических процессов, участвующих в поступательном развитии земной коры. Такое определение формации позволяет учитывать как экзогенные, так и эндогенные факторы, участвующие в изменениях пород в тесной взаимосвязи.

Мы делаем попытку раскрыть сущность этой связи, которая при современной дифференциации геологической науки, оказалась искусственно разорванной. В. И. Вернадский и многие другие исследователи (А. В. Сидоренко, Д. П. Сердюченко, В. С. Домарев и др.) придают первостепенное значение в развитии земной коры экзогенным и, особенно, биологическим процессам.

Учитывая справедливость таких высказываний, нельзя отрицать определенную роль и эндогенных процессов, которые обусловливают разнообразие не только магматических пород, но и полезных ископаемых, формирующихся при их непосредственном участии.

Данная классификация содержит недоработки, недостатки и поэтому мы ее рассматриваем как первую схему. Например, пока не нашли четкого отражения в схеме фациальные разновидности эндогенных формаций, чаще употребляются такие более общие понятия, как новообразования, минеральные комплексы и т. д.

Встречаются затруднения при определении места в классификации уже вошедших в геологическую литературу терминов о типах изменений пород. Например, считать пропилиты, березиты, грейзены и т. п. самостоятельными формациями, или фациальными разновидностями вторичных кварцитов. Последние, как известно, в зависимости от глубины становления, температурных условий и состава исходных пород, могут быть представлены комплексами минералов, свойственных всем перечисленным типам метасоматитов.

Спорность природы некоторых типов магматических пород (базиты, ультрабазиты, щелочные комплексы, лейкократовые высокоглиноземистые граниты и т. п.) затрудняет определение сущности ассоциирующих с ними рудных метасоматитов (карбонаты, фениты, апограниты, апобазиты, рудные базиты, ультрабазиты и др.).

Схема и основные принципы классификации рудных метасоматитов

Таблица 23

Экзогенные формазии и фации

Главнейшие типы новообразований, возникшие под воздействием длительных экзогенных процессов

формации, обусловленные характером экзогенных факторов преобразования пород	Фации, обусловленные изменением условий преобразований	
	остаточные и инфильтрационные продукты изменений	осадочные, переотложенные продукты континентальных кор
Формации контрастных белокаменных изменений магматических пород а) продукты латеритных внутриконтинентальных кор выветривания, контролируемые положением и движением широтной экваториальной зоны во времени и пространстве, периодами пенепленизации; б) продукты изменения пород под воздействием поствулканических термальных вод, контролируемые эволюцией пограничных поясов континентов и океанов. **Формации неконтрастных краснокаменных и прочих изменений** а) продукты прочих не латеритных кор выветривания на магматических породах; б) продукты циркуляции и воздействия грунтовых вод, нефтей и газов в породах различного состава и возраста.	Контрастные изменения преимущественно магматических пород среднего и кислого исходного состава образуют 3 фации. 1. Приповерхностная, центральная, кремнистая (монокварцевая). Вынос всех компонентов кроме Ti, Si, (Al). В поствулканических возгонах накапливается самородная сера, киноварь. 2. Близповерхностная промежуточная глиноземная, глиноземно-кремнистая или кремнисто-глиноземная. Накопление соединений Ti, Si, Al, (K, Na) и элементов-гидролизатов (Fe, Ge, Ga, Zr и др.). 3. Нижняя, краевая, пропилитовая. Одновременно с выщелачиванием наиболее подвижных оснований (Ca, Fe, K, Na) происходит новообразование минералов — карбонатов, сульфидов и сульфатов (Ca, Sr, Fe, Pb, и др.). Неконтрастные слабо дифференцированные изменения не образуют четко обособленных фаций и не строго контролируются климатическими и тектоническими зонами. Они весьма разнообразны, но могут быть разбиты на два класса: а) остаточные скопления современных и не латеритных кор (как исключение латеритные коры на ультрабазитах) с накоплением остаточных самородных (Cu, Au), окислов, силикатов, карбонатов, галлоидов — Ni, Co, Mo, Pb, Cu, U, Ag, Hg; б) концентрация рудных Cu, Pb, Zn, U, Hg, Se, S и др. компонентов в зонах циркуляции, разгрузки, испарения грунтовых вод, газов и в рассолах.	Осадочные рудоносные фации: а) хемогенные, хемогенно-биогенные прибрежные фации открытых и замкнутых водных бассейнов, накопление осадочных руд Al, Fe, Mn, Si и др., преимущественно среди хемогенных карбонатных осадков разного периода; б) терригенные фации речных долин, дельт береговых полос с накоплением россыпей наиболее устойчивых минералов: Au, Sn, Zr, Ti, Cr, алмазы и др.; в) хемогенное накопление руд галогенной формации, свойственной аридным зонам или инфильтрационным залежам.

(новообразований), сопровождающих концентрацию руд

ЭНДОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И ФАЦИИ

главнейшие типы новообразований (минеральные комплексы), возникающие под воздействием эндогенных процессов на экзогенные преобразования

гранитизация или магматическое замещение (новообразования и метасоматиты очаговой и приочаговой зон)	гидротермальное воздействие гранитоидных интрузий (новообразования и руды внеочаговой зоны, низко- и среднетемпературные)
Минеральные комплексы и руды интрузивных очаговых зон Концентрация несульфидных соединений (Al, Ti, Fe, P, F, B, TR, Ta, Nb, U, Th, Zr), алмаза, графита, свойственная щелочным комплексам, а также Cr, Ti сульфидов (Ni, Co, Cu) и платиноидов в ультрабазитах, базитах; контролируются зонами активизации древних выступов, мощного развития глиноземистых формаций, гранитоидами ранних и поздних этапов. **Минеральные комплексы и руды приочаговых зон** Сравнительно слабая концентрация небольшого комплекса руд и нерудного сырья в эндо- и экзо-контактовых изменениях, возникающих одновременно с интрузиями гранитоидов ранних и поздних этапов (контактовые роговики, мраморы, фениты, кальцифиры, кинцигиты, магнезиальные скарны, эндоконтактовые зоны повышенной щелочности и т. д.). **Минеральные комплексы и руды в древних метаморфических толщах** Залежи магнетита, корунда, кианита, андалузита, графита, гранатов, кордиерита, флогопита и др. среди пород, слагающих древние, неоднократно активизированные выступы и подвергшихся интенсивным региональным белокаменным изменениям. Осадочные руды Fe, Mn, P, Al и др. среди относительно слабо метаморфизованных пород, заполнявших депрессивные участки. **Минеральные комплексы и руды в метасоматических интрузивных комплексах** Скопления несульфидных руд Cr, Ni, Co, Fe, Ti, Nb, Ta, TR, F, Be, B, Pt (?), талька и асбеста в метасоматических базитах, ультрабазитах, апобазитах и апогранитоидах, нередко контролируемых глубинными разломами, ископаемыми корами выветривания, поздними гранитоидами.	**Метасоматиты с резко выраженным характером кислотного выщелачивания и наложенные на них руды,** контролируемые площадями развития ископаемых фаций контрастных изменений и проявлениями гранитоидных интрузий поздних этапов. Пегматиты, грейзены, монокварциты, джеспилиты, кварцево-мусковитовые, турмалиновые, полевошпатовые и им подобные метасоматиты, свойственные сиалическим областям с безсульфидными рудами (Sn, W, Be, Li, Nb и др.). Вторичные кварциты и их фации, сопровождающие преимущественно сульфиды (Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Fe, Mo, Au и др.), свойственные фемическим областям. **Метасоматиты с менее выраженным характером выщелачивания и наложенные на них руды,** контролируемые зонами развития всех, особенно краевых фаций контрастных изменений, контактами силикатных и карбонатных пород, гранитоидными интрузиями поздних этапов. Известковые скарны, магнезиальные скарны больших глубин сиалических областей, преимущественно с безсульфидными соединениями (W, Sn, Be, Fe, B, Au); и фемических областей с сульфидами, реже окислами (Pb, Zn, Cu, Mo, Fe, W). Пропилиты фемических областей с сульфидами (Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Fe, Ni, Co, Sn, Au). **Метасоматиты смешанного типа с очень слабо выраженным характером выщелачивания,** контролируемые зонами развития ископаемых инфильтрационных, остаточных, реже осадочных фаций, контрастных и неконтрастных изменений формаций, слагающих слабо активизированные депрессии, поздние поднятия, области с платформенным режимом развития и с проявлениями гранитоидных интрузий заключительных этапов. Березиты, лиственитты, гумбетиты, кварц, карбонат-сульфатные жилы с сульфидными и другими соединениями (Hg, Sb, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Fe и V, Mo). Нередко руды заключены в почти неизмененных породах, стратифицированных залежах спорного генезиса.

Установившиеся взгляды о природе указанных метасоматитов меняются в связи с новыми представлениями о способе формирования интрузивных тел, в частности, базитов и ультрабазитов при магматическом замещении основных лав (Д. С. Коржинский).

Может вызвать возражения включение в систематику метасоматитов самих интрузивных пород. Однако если изучение метасоматитов преследует цель выяснения условий локализации руд, то нельзя не учитывать многих полезных ископаемых, формирующихся в парагенезисе с минералами интрузий, и с участием которых возникают все другие эндогенные метасоматиты.

В связи с этим, для разграничения месторождений, образующихся в самих интрузивах при их кристаллизации и тех, которые удалены от интрузий, выделены комплексы очаговых, приочаговых зон, а также удаленных внеочаговых зон. Месторождения удаленных зон в свое время выделял Х. М. Абдуллаев (1954) при классификации рудных месторождений.

Кроме того, употребляя указанные термины, мы имели в виду еще недоказанность возникновения заметного количества минеральных новообразований, в так называемую «постмагматическую стадию», т. е. тогда, когда интрузив полностью или частично затвердел, раскристаллизовался.

Логически можно допустить воздействие расплава на окружающую среду, в том числе на затвердевшую оболочку магмы до полного остывания. Очевидно степень этого воздействия, т. е. продуктивность интрузий будет максимальной только в раннюю, магматическую стадию, стадию становления интрузии, когда зарождаются трансмагматические растворы, способные генерировать эндогенную минерализацию путем образования магмы. Т. Ш. Хаджиев (1965) описал известковые скарны магматической стадии (рис. 21).

Если есть основание выделять постмагматическую стадию, то следовало бы допустить наличие предмагматической стадии, при которой нагрев толщи пород не достиг температуры плавления. Однако в природе нет явных признаков этого явления.

Как правило, высокотемпературные преобразования появляются только там, где имеются интрузии. Такие явления можно объяснить лишь тем, что магмообразование неминуемо в местах, где возникают условия для накопления и разряжения энергии, т. е. заметного нарушения установившегося равновесия среды. В противном случае всюду наблюдался бы интенсивный метаморфизм вне всякой связи с интрузиями. Возможно, аналогичное явление происходило в допалеозойких выступах, где гранитизация проявлена своеобразно в связи с ее огромными масштабами.

Интенсивные новообразования, наблюдаемые внутри интрузивных массивов и относящиеся к так называемым автометасоматитам, также не доказывают существования постмагматических процессов, остаточных очагов, остаточных растворов и т. п. Они проявляют явные признаки наложенного процесса, значительно оторванного во времени от формирования самих интрузий.

В табл. 28 выделено два типа (формации) экзогенных рудных метасоматитов, резко отличающихся факторами выветривания.

Наиболее интенсивные изменения пород с мощной латеритной корой выветривания происходят в тропическом климате экваториальных зон, на пенепленизированной суше, но с достаточно хорошо развитой дренирующей системой, растительным покровом. Процессы, подобные латеритообразованию, мы назвали контрастными белокаменными изменениями.

В эту же группу (формацию) включены изменения, связанные с воздействием поствулканических терм, как конвергентное проявление белокаменных изменений, также приводящих к обособлению глинозема. Общим для двух типов контрастных изменений является также их интенсивное развитие по магматическим породам. Латеризации легче всего подвергаются щелочные породы, а также эффузивы среднего состава. Поэтому контрастные белокаменные изменения свойственны, в основном, магматическим породам, которые менее стойки в экзогенных, чуждых для их природы, условиях (Мусин, 1966).

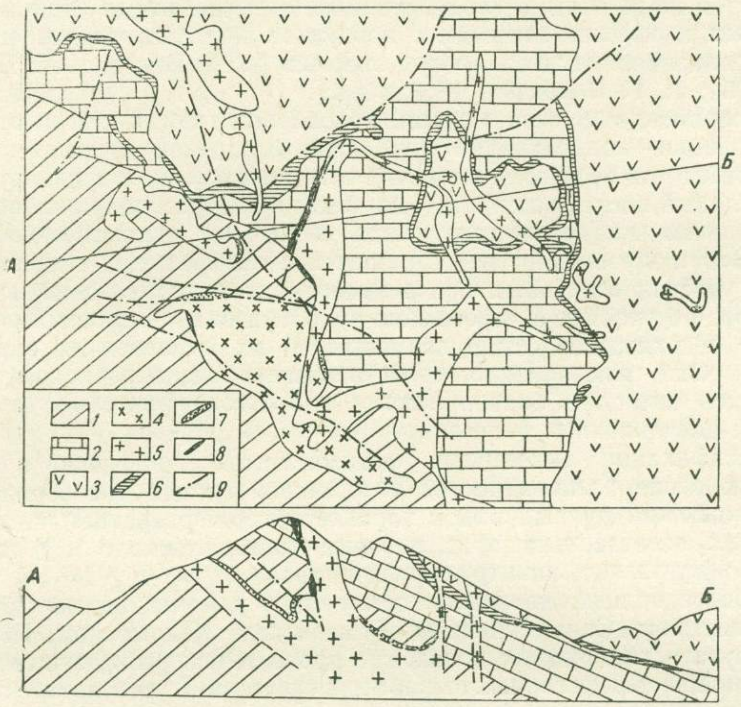


Рис. 21. Геологическая схема Кумышканского свинцово-цинкового месторождения (по материалам Н. И. Крылова, К. Г. Ленц, Т. Ш. Хаджиева и др.).

1—доломиты и известняки $Д_3$—$С_1$; *2*—известняки; *3*—эффузивы среднего состава (преимущественно пирокластические) с незначительным участием основных и кислых разностей $С_2$; *4*—порфировые гранитоидные интрузии кислого и субщелочного состава $Р_1$; *5*—порфировые гранитоидные интрузии ультракислого состава $Р_2$—$Т_1$; *6*—скарны известковые; *7*—скарны магнезиальные; *8*—сульфидные руды; *9*—разломы.

Несмотря на близость состава конечных продуктов, указанные разновидности белокаменных формаций имеют существенное отличие, обусловленное их тектоническим положением. Если латериты свойственны широтным экваториальным зонам и развиваются во внутриконтинентальных выступах, сложенных не только вулканогенными, но и другими породами, то поствулканические сольфаторно-фумарольные процессы тяготеют к меридиональным приокеаническим вулканическим поясам и преобразовывают лишь вулканогенные породы.

К формации неконтрастных изменений отнесены все прочие экзогенные процессы. Они включают коры выветривания разных климатических

зон, изменение пород и рудоотложение в процессе циркуляции подземных вод, нефтей и газов.

В отличие от белокаменных, неконтрастные изменения не проявляют строгой приуроченности к определенным периодам, климатическим зонам, тектоническим блокам. В связи с этим они развиты довольно широко, но отличаются слабыми изменениями исходных пород. Ископаемые продукты нелатеритных изменений, как правило, меньше подвергаются последующему метаморфизму.

Резкое отличие в степени последующего метаморфизма ископаемых контрастных и неконтрастных экзогенных изменений, по-видимому, объясняется не внешними воздействиями, а внутренними свойствами их остаточных и инфильтрационных продуктов концентрировать и разряжать аккумулированную солнечную энергию (Н. В. Белов, 1964; В. И. Лебедев, 1954; А. Г. Вологдин, 1963 и др.).

Одновременно с остаточными новообразованиями возникают осадочные фации—концентрации руд при осадочной дифференциации. Характерным для бесспорно первично осадочных концентраций руд является их слабый последующий метаморфизм и дифференциация составных частей. Исключение составляют лишь некоторые высокоглиноземистые осадки. Этот вопрос имеет важное значение при решении спорной проблемы об участии осадочных руд в эндогенном рудообразовании.

Вопрос об участии в эндогенном рудообразовании древних россыпей связан с недоказательностью возможности их образования в древние периоды. Они, как правило, свойственны молодым периодам, когда создавались наиболее благоприятные палеогеографические условия с заметным расчленением рельефа.

Классификация эндогенных метасоматитов проведена с учетом указанных выше разновидностей экзогенных рудных новообразований.

Алмалыкский рудный район характеризуется развитием интенсивно измененных осветленных пород, которые занимают около 30% площади развития эффузивных и интрузивных пород.

Наиболее полный материал по изучению измененных пород собран на Алмалыкском, Сарычекинском, Гушсайском, Кендырском, Шенибекском, Шаугаузском рудных полях, где проводились разведочные работы с проходкой глубоких горных выработок, скважин. В результате геологосъемочных и тематических исследований установлено,что породы претерпевают изменения не только в рудных полях и месторождениях, но и далеко за их пределами. Они контролируются разломами различных порядков, контактами свит, интрузий и даек и проявляются без них.

Породы верхнего палеозоя значительно меньше изменены или совершенно свежие по сравнению с толщами, слагающими предверхнебашкирский структурный ярус.

Породы (интрузивные и эффузивные) среднего состава (андезитодацитовые порфиры, сиенито-диориты, гранодиориты, кварцевые диориты) метаморфизованы более интенсивно по сравнению с более кислыми или более основными разностями. Довольно легко подвергаются изменениям пирокластические породы среднезернистого сложения независимо от их состава (туфы, туфолавы, туфопесчаники, гравелиты, песчаники).

Промышленные типы рудных формаций меди, свинца, цинка, алюминия, золота, железа в Алмалыкском районе контролируются комплексом рудных метасоматических формаций внеочаговых зон.

Формации метасоматитов очаговых и приочаговых зон не имеют самостоятельного значения в концентрации руд Алмалыкского района и поэтому изучены слабо. В эндоконтактовых фациях раннегерцинских интрузивов наблюдается относительно повышенное содержание рудных

компонентов, распределенных в породообразующих и акцессорных минералах. В экзоконтактах встречаются магнезиальные скарны, апоперикла-зовые бруситовые мраморы.

Среди раннегерцинских доинверсионных гранитоидных интрузий широко проявлены различные по масштабам практически безрудные апогранитоидные изменения (лейкократовые разности). Когда они небольшого размера и располагаются внутри массивов, то их метасоматическая природа не вызывает сомнения.

Однако нередко лейкократовые разности занимают большие территории или охватывают всю площадь изолированных выходов. Происхождение их требует специальных исследований.

Содержание редких земель в лейкократовых разностях, так же как в других доинверсионных магматических породах, подтверждает их общность (табл. 24).

Рудные формации средне- и низкотемпературных метасоматитов, удаленных от очаговых зон, сопровождают промышленные концентрации медно-молибденовых с золотом, свинцово-цинковых и золоторудных месторождений, известных в районе.

К ним относятся апоскарновые, аподоломитовые кварц-кальцит-серпентиновые и апогранитоидные кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, сопровождающие свинцово-цинковое оруденение (Кургашинкан, Кызата, Шамырсай и др.). На указанные метасоматиты нередко накладывается комплекс минералов, соответствующий лиственитам, гумбеитам, березитам. Крупные медно-порфировые месторождения района локализуются в метасоматитах, близких к пропилитам, формирующимся под воздействием гипабиссальных гранитоидных интрузий поздних этапов.

Метасоматиты развиваются по доинверсионным интрузивам и вулканитам, захватывая прорывающие их порфировые интрузии.

Наряду с наиболее распространенным комплексом вторичных минералов (серицит, биотит, калишпат, кварц), характеризующих среднетемпературные условия в рудных зонах, встречаются карбонаты, ангидрит, флюорит, гематит, поздние генерации кварца, альбит, свойственные низкотемпературным условиям. Подобные комплексы имеют самостоятельное рудоконтролирующее значение в восточной части района и также во всех депрессиях и верхних структурных ярусах, где сопровождают промышленные концентрации золота, серебра, флюорита и ряд рудопроявлений свинца, цинка, меди, молибдена, олова, залежей гематита (Кочбулак, зона Железного разлома, Шаугаз, Наугарзан, Лашкерек, Каульды, Бичанзор, месторождения левобережья р. Ангрен и др.).

В восточной части района низкотемпературный комплекс минерализации синхронен с гранитоидными интрузиями заключительных этапов, представленными, в основном, дайками, проникающими и в депрессионные блоки. Нередко рудные метасоматиты контролируются зонами протяженных древних разломов (Железный, Лашкерекский, Кумбельский и др.). В этом случае генетическая связь и ассоциация их с интрузивными проявлениями не всегда четко выражена.

Среднетемпературные метасоматиты сопровождают медные (с золотом), свинцово-цинковые месторождения, сосредоточенные в западной части района и тесно связанные с формированием ранних фаз позднегерцинских порфировых интрузий, локализующихся в поднятиях, но вблизи смежных депрессий.

В Алмалыкском районе, как и во всей Курамино-Ферганской зоне, в отличие от Южно-Тяньшанской, Чаткальской, слабо развиты рудные пегматиты, грейзены, что подчеркивали многие исследователи и ранее

(Б. Н. Наследов, Х. М. Абдуллаев, А. С. Аделунг, Е. Д. Карпова, И. Х. Хамрабаев и др.).

Кроме описанных выше рудоносных комплексов вторичных минералов в Курамино-Ферганской зоне широко развиты алунитовые кварциты, приуроченные только к депрессиям.

Из изложенного вытекает, что ассоциация вторичных минералов, а также и руд, определяющих тип рудных метасоматитов, тесно связана с составом исходных пород, степенью выщелачивания оснований и температурного воздействия гранитоидных интрузий. Влияние давления на рассматриваемую группу метасоматитов не проявлено.

В связи с разными представлениями о типе метасоматитов, сопровождающих медно-порфировые месторождения, рассмотрим этот вопрос подробнее.

Таблица 24

Распределение редких земель в породах Алмалыка

Номер пробы	Порода	Место взятия	Содержание TR, %
3591	Аляскит (О—S ?)	Катрангисай	0,0012
3944	Аляскит (О—S ?)	Саукбулаксай	0,0015
4610в	Габбро-диорит (C_2)	Ургаз (Каттанау)	0,0011
5095	Кварцевый порфир (D_1^1)	Саукбулаксай	0,0014
6068	Андезито-дацитовый порфир (C_2 ак)	Саукбулаксай	0,0012
6069	Андезитовый порфирит измененный (D_1^1)	Саукбулаксай	0,0012
6533а	Сиенито-диорит (C_2)	Кызатасай	0,0012

В Алмалыкском районе промышленные медно-порфировые руды расположены в интенсивно измененных раннегерцинских сиенито-диоритах и нижнедевонских кварцевых порфирах. На месторождении Сарычеку рудовмещающую роль, аналогичную с сиенито-диоритами Алмалыкского рудного поля, выполняют так называемые розовые гранодиорит-порфиры, которые мы считаем также раннегерцинскими (см. гл. II).

В отличие от массивов сиенито-диоритов, в которых оруденение сопровождается непосредственным внедрением в них поздних порфировых интрузий, в рудовмещающие розовые гранодиорит-порфиры проникают лишь дайкообразные апофизы пермских гранитоидов, а штоки их располагаются вблизи. Месторождение Сарычеку по указанным признакам сходно с Коунрадским.

Указанные взаимоотношения руд и магматических пород разных этапов мы учитываем при оценке роли магматизма в рудообразовании. Магматические образования доинверсионного периода рассматриваем как благоприятную среду для последующего рудоотложения. Интрузии этого периода, несмотря на их большие размеры, не несут и по своей природе не могут сопровождать гидротермальное оруденение. Для них характерна минерализация очаговой и приочаговой зон, которые в данном случае имеют лишь минералого-геохимическое значение.

При формировании экзогенных алунитовых вторичных кварцитов, а также латеритов, создаются условия для гомогенизации рассеян-

ных в исходных породах рудных компонентов. В зависимости от геохимических свойств и свойств среды, они распределяются в разных горизонтах. Кремнезем и глинозем накапливаются в остаточных продуктах приповерхностных зон. Здесь же фиксируются элементы-гидролизаты, связанные с глиноземом калий, сера в алунитах, глинистых минералах.

Содержание золота остается неизменным (табл. 25). Это говорит о том, что основная масса его заключена не в породообразующих минералах, а в сингенетичном пирите (табл. 26).

Таблица 25

Содержание золота в измененных и неизмененных эффузивных породах Акчинской свиты Алмалыкского района

Номер пробы	Порода	Место взятия	Содержание золота, %	Среднее
1 *а*	Дацитовый порфир с пиритом	Саукбулаксай	от $1{,}6\cdot10^{-6}$ до $1{,}3\cdot10^{-6}$	$1{,}45\cdot10^{-6}$
			от $6{,}6\cdot10^{-7}$ до $11{,}3\cdot10^{-7}$	$8{,}95\cdot10^{-7}$
281 *б*	Андезито-базальтовый порфирит	Каульдысай	— —	$2\cdot10^{-7}$
298	Слабопропилитизированный андезито-дацит	Шенибексай	от $3{,}1\cdot10^{-7}$ до $3{,}7\cdot10^{-7}$	$3{,}4\cdot10^{-7}$
337	Андезито-дацитовый порфир	Шенибексай	от $3{,}1\cdot10^{-7}$ до $4{,}10\cdot15^{-7}$	$3{,}55\cdot10^{-7}$
398	Монокварцевый кварцит	Шенибексай	— —	$3{,}7\cdot10^{-7}$
399	Кварц-каолинитовая фация кварцитов	Шенибексай	от $3{,}9\cdot10^{-6}$ до $6{,}8\cdot10^{-6}$	$3{,}35\cdot10^{-6}$
489	Мономинеральный алунит	Шенибексай	от $4{,}5\cdot10^{-7}$ до $5{,}5\cdot10^{-7}$	$5\cdot10^{-7}$

Примечание. Навеска 1 *г*. Метод определения: химическое обогащение со спектральным концом. Анализы проводились в химической лаборатории Института геохимии АН СССР.

О поведении остальных, особенно рудных компонентов, можно судить лишь по косвенным признакам, учитывая наблюдаемые зональности в молодых современных корах выветривания, зонах окисления. Однако они не могут быть отождествлены с древними и ископаемыми корами, в которых восстановление первичной зональности затруднительно в связи с их метаморфизацией. Причем, чем совершеннее первичная зональность, чем глубже и шире протекают процессы изменения пород, тем сильнее проявляется степень метаморфизма и метаморфической дифференциации рудных компонентов. Такое явление легко доказуемо для древних метаморфических пород.

Представление об участии остаточных и инфильтрационных продуктов древних латеритных кор в формировании эндогенных метасоматитов и руд Алмалыкского района раскрывает сущность многих эмпирических закономерностей. Оно объясняет исключительную приуроченность залежей алунитов к порфиритовой формации, размещение крупных эндогенных месторождений на поверхности структурного яруса, где располагаются и алуниты.

Общая схема взаимосвязанных процессов минералообразования на примере Алмалыкского района приведена на рис. 22, 23, 24.

Почти все исследователи, как прежде, так и теперь, склонны относить метасоматические изменения, сопровождающие медно-молибденовое

оруденение Алмалыкского райна, к вторичным кварцитам. Это распространенное мнение нашло широкое научное обоснование в работах В. А. Жарикова (1959, 1965 и др.). При этом кварц-серицитовые метасоматиты считаются наиболее низкотемпературными фациями вторичных кварцитов.

Таблица 26

Содержание пирита в алунитовмещающих эффузиях Акчинской свиты

Номер пробы	Порода	Место взятия	Сера, %	Пирит, %
463	Кварциты с пиритом	Гушсай, скв. 12, гл. 69,0 *м*	2,99	5,67
465	Кварциты с алунитом и пиритом	Гушсай, скв. 12, гл. 73,0 *м*	2,29	4,35
468	Алунитовая порода	Гушсай, скв. 12, гл. 97,0 *м*	0,16	0,30
475	Рыхлые пропилитизированные туфы дацитового состава	Гушсай, скв. 12, гл. 142 *м*	0,19	0,36
738	Слабо осветленные туфы плагиоклазовых порфиритов	Акташ (хр. Каржантау)	0,14	0,28
739	Игнимбриты андезито-дацитового состава	Акташ (хр. Каржантау)	1,47	2,79
8083	Алунитизированные и серицитизированные эффузивы	Щебенек, скв. 44, гл. 45 *м*	0,04	0,076
8085	Окварцованный андезито-дацитовый порфир	Щебенек, скв. 44, гл. 57 *м*	4,08	7,75
8088	Слабо разложенный роговообманковый андезит	Щебенек, скв. 44, гл. 66 *м*	0,35	0,66
8091	Пиритизированные андезито-дациты	Щебенек, скв. 44, гл. 84 м	2,42	4,59
8094	То же	Там же, гл. 99,0 *м*	2,04	3,87
8097	Пиритизированные, окварцованные андезито-дациты	Там же, гл. 119 *м*	2,72	5,16
8098	То же	Там же, гл. 224 *м*	3,90	7,41
8119	Рыхлые пиритизированные туфы андезито-дациты	Щебенек, скв. 42, гл. 3,5 *м*	4,59	9,62
8134	Кварц-пиритовая фация кварцита	Щебенек, скв. 42, гл. 118 *м*	6,85	13,00
8149	Плагиоклазовый порфирит с пиритом, кварцем	Щебенек, скв. 42, гл. 208 *м*	6,63	12,58
8298а	Пиритизированные андезито-дациты	Саукбулак, скв. 118, гл. 151 *м*	6,65	12,63
8304	Окварцованные андезито-дациты с пиритом, серицитом	Там же, гл. 204 *м*	3,54	6,72

В свое время мы (Мусин, 1959) показали, что метасоматиты, сопровождающие медно-порфировые руды, по комплексу минералов близки к пропилитам и не могут быть отнесены ко «вторичным кварцитам» в прямом понимании этого термина.

Н. И. Наковник (1964) в своей работе о вторичных кварцитах подчеркивает справедливость наших выводов и считает их достаточно

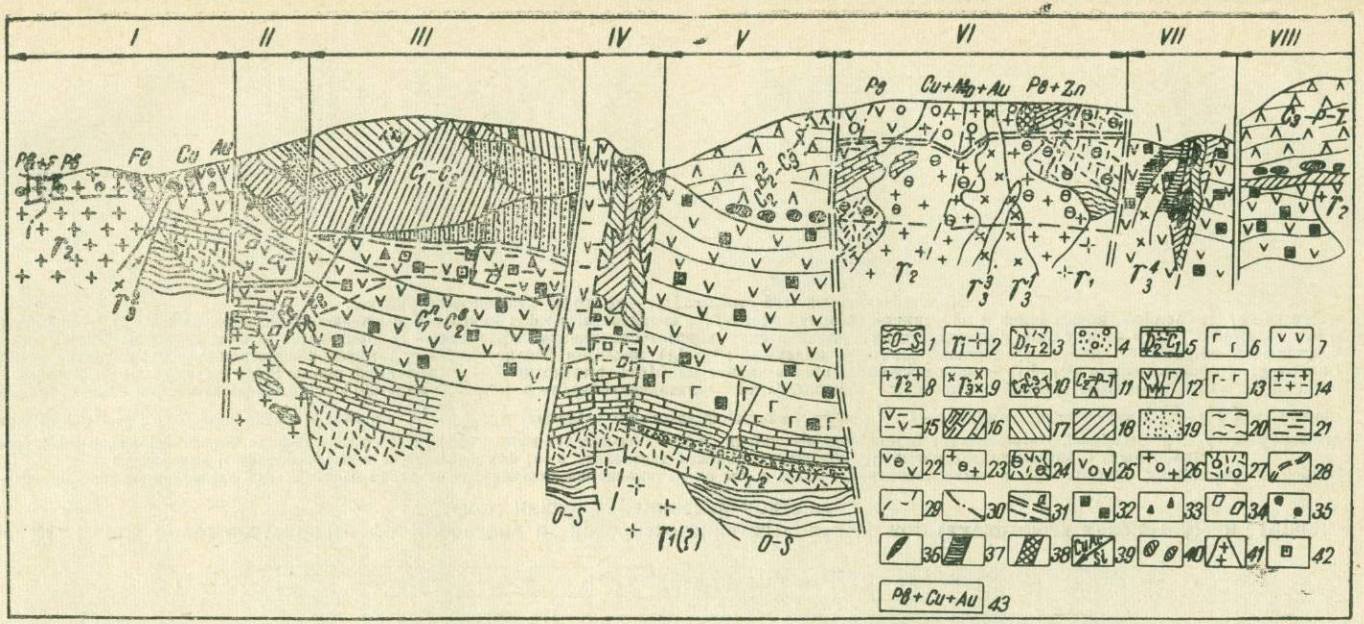


Рис. 22. Схема формирования алунитовых кварцитов, их фациальных разновидностей, перераспределения элементов (при белокаменных изменениях в условиях пенепленизированной суши тропического климата в предбашкирский период) и формирования месторождений при наложении гидротермальных процессов.

I—зоны поднятий (постинверсионные) и поздней активизации. Распределение различных типов месторождений по отношению к поздним гранитоидам; *II*—остаточные (среднепалеозойские) депрессионные зоны, в которых сохранились неметаморфизованные алунитовые кварциты. Схема зональности фаций кварцитов при боковой миграции растворов; *III*—то же, при вертикальном дренаже растворов с относительно спокойным залеганием пород; *IV*—то же, но с развитием линейных кор в зонах мощных и доинверсионных разломов; *V*—депрессии раннего заложения ($C_2^{в_2}$), где древняя кора не развивалась или размыта; *VI*—зоны поднятий (ядерные) с останцами пород смежных депрессий, за счет которых разрастались ядра; *VII*—участки с линейными и метаморфизированными корами, прорванными позднегерцинскими интрузиями (характерно отсутствие сульфидного оруденения); *VIII*—верхнепалеозойские депрессии позднего заложения (C_3): *1*—флишоидные толщи (ордовик—силур); *2*—гранитоиды каледонского цикла; *3*—эффузивы кислые, реже основные (нижнего—среднего девона); *4*—базальные слои живетского яруса и красноцветы; *5*—карбонатная толща (доломиты и известняки) среднего палеозоя; *6*—эффузивы с прослоями известняков нижнего карбона; *7*—эффузивы среднего, кислого и субщелочного состава с редкими прослоями осадочных пород с высоким коэффициентом эксплозивности и обогащенные пиритом. Нижний — средний карбон — отложения, завершающие период общего поднятия региона,, *8*—гранитоидные интрузии раннегерцинские постскладчатые, доинверсионные; *9*—гранитоидные интрузии, гипабиссальные порфировые, постинверсионные, средне- и позднегерцинские, *10*—осадочно-эффузивные толщи верхнего палеозоя (постинверсионные). В базальных слоях содержатся гальки кварцитов ($в$ депрессиях раннего заложения $C_2^{в_2}$); *11*—то же в депрессиях позднего заложения (C_3—P); *12*—жерловые фации; *13—16*—породы, подвергшиеся частичным изменениям (фланги и нижние горизонты кварцитов); *13*—эффузивы кислого субщелочного и среднего состава; *14*—основные и средние эффузивы; *15*—гранитоидные интрузии; *16*—карбонатные породы; *17—21*—продукты белокаменных изменений (кварциты): *17*—монокварциты, *18*—кварц-алунитовые, *19*—каолинитовые, *20*—гидрослюдистые, *21*—пирофиллитовые; *22—24*—гидротермально преобразованные породы пропилитовой фации; *25—27*—те же породы кварцитовой (зоны), включая и грейзены; *28*—нижняя граница зоны выщелачивания (зоны кварцитов); *29*—нижняя граница пропилитовой зоны (зоны цементации); *30*—минерализованные трещины при гидротермальном процессе; *31*—разломы (*а*—пограничные, *б*—внутридепрессионные, внутриядерные); *32*—пирит первичный, переотложенный (регенерированный); *33*—рутил, циркон, дейкоксен; *34*—ангидрит; *35*—турмалин; *36*—корунд, дюмортьерит; *37*—кварц-андалузитовые контактовые роговики; *38*—скарны; *39*—общая схема миграции и фиксации компонентов при сернокислотном разложении эффузивных пород; *40*—примерное распределение гидротермальных месторождений; *41*—базальные конгломераты P с гальками кварцитов; *42*—гранитоидные интрузии поздних и конечных циклов герцинского магматизма; *43*—целестин.

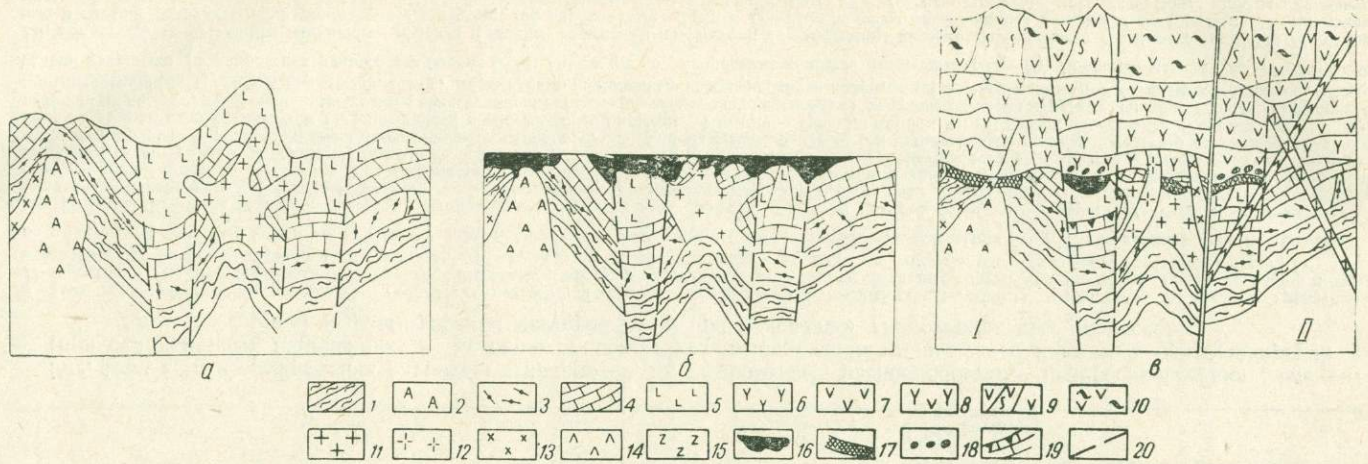


Рис. 23. Схема последовательного формирования и преобразования латеритных кор (алунитовых кварцитов) в герцинском цикле Кураминской подзоны.

а—строение предбашкирского структурного яруса до образования пенеплена; *б*—то же в период пенепленизации и образования латеритов; *в*—период погребения и преобразования латеритных кор (I—в депрессиях раннего заложения, II—в депрессиях позднего заложения).
1—осадочно-метаморфические образования *о—s*; *2*—гранитоиды (аляскиты) *о—s*; *3*—кварцевые порфиры и андезитовые порфириты $Д_1$; *4*—карбонатные отложения $Д_2—С_1$; *5*—порфиритовая формация $С_1—С_2^{BI}$; *6*—андезито-дацитовая формация $\left(С_2^{B2}—Р_1 \right)$; *7*—липаритовая формация $(Р_2—Т_1?)$; *8*—недифференцированная липарит-порфиритовая формация ($Р_1—Р_2$); *9*—субвулканические, экструзивные, жерловые фации соответствующих формаций; *10*—игнимбриты и туфолавы липаритовой формации; *11*—гранитоидные интрузии ранних этапов герцинского цикла ($С_1—С_2$) доинверсионные; *12*—гранитоидные интрузии ($С_3—Р_1$) послеинверсионные; *13*—гранитоидные интрузии ($Р_1—Р_2$); *14*—дайки фельзитпорфиров; *15*—дайки диабазовых порфиритов, *16*—неметаморфизованная кора выветривания; *17*—метаморфизованные образования (диаспоровые, андалузитовые, корундовые и др. кварциты) коры выветривания; *18*—галька метаморфизованных образований коры выветривания в основании андезито-дацитовой и липаритовой формации; *19*—ангидритизация карбонатных пород; *20*—пограничные региональные разломы.

аргументированными. Здесь отметим лишь некоторые особенности метасоматитов, сопровождающих медно-порфировое оруденение Алмалыкского района и их положение в существующих и предлагаемой схемах классификации. Они могут быть отнесены к группе среднетемпературных метасоматитов со слабо выраженным характером кислотного выщелачивания. Метасоматиты медно-порфировых руд — пример, доказывающий отсутствие четких границ между укоренившимися терминами. «вторичные кварциты» и «пропилиты».

По Д. С. Коржинскому, В. А. Жарикову и др. для вторичных кварцитов характерна следующая метасоматическая колонка:

Разложенный эффузивный кварцевый порфир

Ортоклаз + альбит + кварц + серицит + хлорит

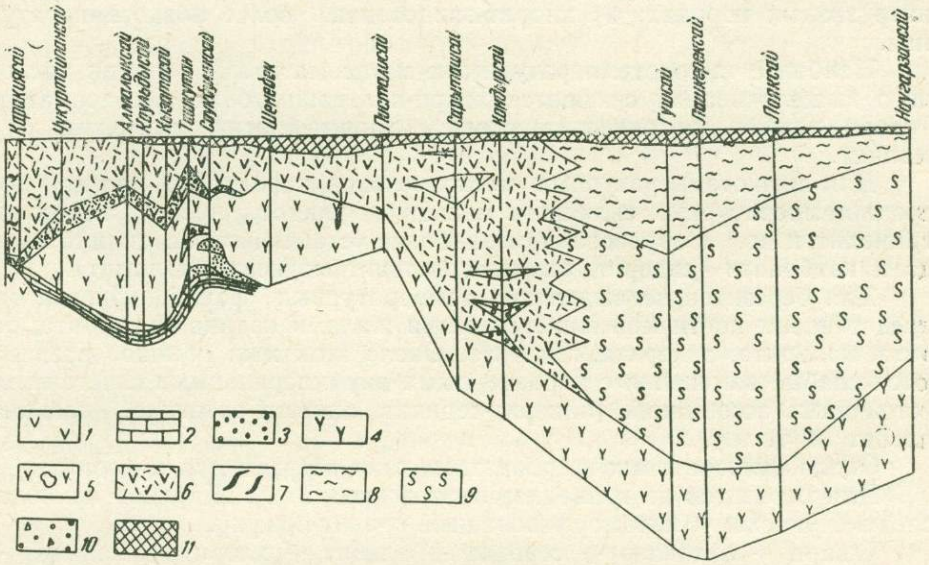


Рис. 24. Структурно-фациальный профиль осадочно-вулканогенных образований нижне-среднекарбонового возраста левобережья р. Ангрен. (составлен с учетом материалов МГ УзССР и А. Р. Ярмухамедова).

1—кварцевые порфиры и их пирокласты $Д_1^2$; *2*—карбонатные отложения $Д_2$—$С_1$. Осадочно-вулканогенные отложения $С_1$—$С_2$: *3*—песчаники, туффиты, алевролиты, *4*—базальтово-андезитовые, трахиандезитовые, андезитовые (пироксеновые, роговообманковые, плагиоклазовые, биотитовые) порфириты и их пирокластиты; *5*—агломератовые лавы андезитового состава; *6*—андезито-дацитовые и дацитовые порфиры и их пирокластиты; *7*—игнимбриты андезито-дацитового и дацитового состава; *8*—кристаллокластические лавы андезито-дацитового состава; *9*—кристаллокластические порфириты андезито-дацитового состава; *10*—конгломераты, конглобрекчии, *11*—зоны осветления с каолином, алунитом, диаспором, гидрослюдой, галлуазитом.

Ортоклаз + альбит + кварц + серицит

Серицит + ортоклаз + кварц

Серицит + кварц

(андалузит + кварц с андалузит-корундовыми жилами)

Кварц

Для пропилитов:

Измененный гранодиорит

Кварц + ортоклаз + эпидот + хлорит + пирит + кальцит

Кварц + ортоклаз + эпидот + хлорит + пирит

Кварц + эпидот + хлорит

Кварц + эпидот

Указанная ассоциация минералов т. е. зональность характерна для метасоматитов средних глубин и температур. В кварцитах различаются еще две фации глубинности: приповерхностная (цеолитовая, до 200—300 *м*); субвулканическая (одуляровая, до 1000 *м*).

Этим фациям вторичных кварцитов свойственна устойчивость плагиоклазов, но возможно полное разложение темноцветных (тогда они будут состоять из андезина, хлорита, цеолита). По Д. С. Коржинскому, во вторичных кварцитах присутствие корунда, андалузита или алунита не обязательно, хотя первые два минерала свидетельствуют о высокотемпературных условиях.

В пропилитах выделяются только две фации:

1) актинолит-эпидотовая, где альбит-актинолит-эпидотовая ассоциация развивается в эффузивных, а ортоклаз-актинолит-эпидотовая — в интрузивных породах; 2) хлорит-эпидотовая, более низкотемпературная.

Наиболее высокотемпературными метасоматитами стадии кислотного выщелачивания считаются кварц-полевошпатовые метасоматиты (кварц, альбит, ортоклаз, мусковит, хлорит-биотит, магнетит, турмалин).

Для низкотемпературных метасоматитов характерно разложение среднетемпературных силикатов кальция (эпидот, пренит, актинолит, тремолит и др.) с образованием наиболее устойчивых ассоциаций кварца и карбоната (сидерит, анкерит, кальцит магнезит, доломит).

Для березитов не выделяют температурных фаций. Иногда они представлены почти мономинеральными жилами кварца, флюорита, барита, кальцита, анкерита, гематита. Около этих жил обычно развиваются слабые изменения с характерными двуминеральными сочетаниями устойчивых ассоциаций (анкерит-серицит, анкерит-ортоклаз, кальцит-альбит и т. п.).

Около флюоритовых, карбонатных жил встречаются и цеолиты.

Для березитов по гранодиорит-порфирам В. А. Жариков приводит следующую схему: метаморфизованный гранит-порфир.

(кварц + ортоклаз + серицит + альбит + хлорит + кальцит + пирит).

Кварц + серицит + альбит + анкерит + пирит
Кварц + серицит + анкерит + пирит
Кварц + серицит + пирит
Кварц + серицит
Кварц.

Таким образом, главная отличительная черта рассмотренных типов метасоматитов — отсутствие серицита в пропилитах, где его место занимает эпидот, которого нет в кварцитах. Березиты отличаются от кварцитов только наличием карбонатов.

Для метасоматитов месторождения Калмаккыр выявлено два типа метасоматической колонки. Один — околожильный, околотрещинный, другой — по отношению к наиболее крупному штокообразному телу гранодиорит-порфиров, превращенных на выходах почти в монокварциты. Второй тип колонки в общем виде таков.

Слабоизмененные сиенито-диориты
Серицит + Кварц + Калишпат + Хлорит + Биотит (Магнетит + Апатит + Турмалин + Корунд)
Кварц + Калишпат + Серицит + Хлорит.
Кварц + Калишпат + Серицит.
Кварц + Серицит

Кварц (Гематит + Мушкетовит)

Эта колонка (зональность) выявлена на основе изучения кернов многочисленных глубоких скважин, подсчета количественного содержания в шлифах пяти главнейших минералов метасоматитов (кварц, калишпат, хлорит, биотит, серицит). Кроме них в измененных породах много других минералов, в распределении которых нет заметной закономерности.

Для гидротермально измененных зон медно-молибденовых месторождений Алмалыкского района характерно развитие следующих минералов (по степени распространения): серицита, кварца, пирита, хлорита, биотита, магнетита (гематит — мушкетовит), калишпата (микроклин). Иногда встречаются альбит, тяготеющий к измененным эффузивам, единичные зерна корунда. В виде небольших прожилков и гнезд встречаются эпидот, кальцит. Широко распространен жильный ангидрит, замещающийся в верхних горизонтах гипсом.

Указанный комплекс минералов, в основном, сохраняется и в глубоких (600—1200 *м*) горизонтах. Только в зоне супергенеза происходит интенсивная аргиллизация (замещение каолинитом, гидрослюдами, галлуазитом) серицит-хлорит-биотитсодержащих фаций и более усиленное окварцевание — кварцсодержащих.

В распределении вторичных минералов на месторождении Калмаккыр наблюдается следующая зональность. В центре, непосредственно в штоке и его приконтактовой части располагается зона, сложенная преимущественно кварцем с участием серицита, реже калишпата, а из рудных минералов наиболее распространены гематит (мартит), реже встречается мушкетовит. В следующей зоне, помимо указанных минералов, появляется хлорит, биотит, пирит, затем, при наличии всех вышеперечисленных минералов, заметно повышается количество калишпата и биотита. Наконец, во внешней зоне преобладает серицит. Промышленная рудная минерализация располагается в средних зонах.

По вертикали также наблюдается некоторое изменение количественных взаимоотношений минералов. В центральной зоне, сложенной преимущественно кварцем, содержание его с глубиной заметно снижается, растет количество серицита и калишпата.

Магнетиты в верхних горизонтах сменяются гематитом (мартитом). В приконтактовой, интенсивно оруденелой зоне содержание серицита с глубиной падает (за счет увеличения кварца) и увеличивается количество магнетита (рис. 9, 10, 14).

На месторождении Сарычеку наблюдается несколько иная закономерность. Здесь контур оруденелой зоны определяется мощностью пологого падающего пласта кварцевых порфиров, подстилаемых основными эффузивами и перекрытых пологой дайкой гранодиорит-порфиров гушсайского типа. Кроме того, важную роль играют штоки гранодиорит-порфиров (розовых), замещающих кварцевые порфиры и контролирующие оруденение. Аналогична роль и Мисканского разлома в пределах контура распространения кварцевых порфиров. На этом месторождении вертикальная зональность аналогична зональности центральной зоны Калмаккыра, т. е. верхняя зона сложена залежью монокварцитов, представляющих своего рода «шляпу» месторождения с убогой рудной минерализацией. У подошвы пласта кварцевого порфира содержание меди постепенно падает, достигая минимума на контакте с подстилающими андезитовыми порфиритами. Под шляпой кварцитов залегает зона с максимальным содержанием серицита, затем калишпата. Содержание калишпата более высокое в штоке гранодиорит-порфиров и вблизи Мисканского разлома, где одновременно увеличивается количество кварца и

серицита. По мере удаления от разлома, содержание указанных минералов постепенно падает, пропорционально снижается и качество руд, меняется также интенсивность оруденения сверху вниз. Максимальная степень оруденения наблюдается под шляпой кварцитов, а также у контакта со штоком (рис. 16, 17, 18).

Следует подчеркнуть, что между указанными выше зонами с различной минерализацией нет четких границ, за исключением центральной монокварцевой зоны, контур которой намечается достаточно ясно.

Отмеченная зональность (горизонтальная и вертикальная) часто нарушается в зависимости от пространственного расположения точек наблюдения (линии разрезов, профилей и скважин). Это объясняется многими причинами. Во-первых, рудовмещающие толщи неоднородны по составу и условиям их залегания; во-вторых, пути циркуляции растворов были многочисленны и разномасштабны. В одних случаях, это зоны контактов порфировых интрузий, представляющие не только каналы для продвижения растворов, но и вызывающие метасоматические изменения окружающих пород в процессе становления интрузии (ее кристаллизации и остывания).

Помимо зон контактов, циркуляция растворов происходит по крупным и мелким разломам, многочисленной и сложной сети различных трещин, каждая из которых может представлять центральную зону метасоматического процесса. Естественно, в этой сложной обстановке не будут формироваться идеальные зоны метасоматической колонки.

Однако при таких больших количествах исходных центров метасоматического процесса, практически стремящихся к бесконечности, по-видимому, применимо интегрирование, при котором они могут быть рассмотрены как единый центр. Справедливость такого допущения доказывается на примере двух рассмотренных месторождений, где, несмотря на перечисленные факторы, осложняющие нормальное развитие метасоматической колонки, выявляется, хотя и нечетко выраженная, зональность.

Таким образом, комплекс минералов метасоматических зон, сопровождающих медно-молибденовые руды, сходен с комплексом минералов нормальных фаций вторичных кварцитов (по Д. С. Коржинскому), березитов и глубинных фаций пропилитов.

В. А. Жариков (1959) в пределах скарново-рудных образований в Карамазаре выделяет пропилиты альбитовой фации (по эффузивам и интрузивам среднего состава) и ортоклазовой фации (по кислым изверженным породам). Он справедливо отмечает наличие в изученных им пропилитах серицита, замещающего плагиоклазы среднего состава и выделяющегося одновременно с альбитом, эпидотом. Следовательно, в пропилитах появляется не характерный для них серицит, если порода богата плагиоклазом, и, естественно, может исчезнуть кальцит, если порода кислого состава.

На основании изложенного можно сделать вывод, что метасоматические породы медно-порфировых руд следует называть кварц-серицитовыми метасоматитами, близкими к средне-высокотемпературным, но гипабиссальным пропилитоподобным фациям вторичных кварцитов. Площади развития описанных кварц-серицитовых образований наиболее благоприятны для поисков медно-порфировых руд.

Проявления меди, обнаруженные в восточной части района, обычно невелики по масштабу и располагаются также в кварцевых жилах, образующих иногда довольно густую сеть или сплошные зоны окварцевания (Кандыр, Бакыт, Минджилкы, Кыркыз и др.).

Характерной особенностью этих месторождений является то, что они сопровождаются метасоматитами, близкими по составу к березитам,

В них, наряду с кварцевыми жилами, встречаются кварц-кальцитовые и кварц-баритовые. Слабо проявлены зоны со вторичным биотитом, калишпатом, но чаще встречается альбит. Для рудной минерализации также характерен простой состав. Обычно в кварцевых, кварц-карбонатных и баритовых жилах присутствует один — два (реже три) рудных минерала: халькопирит, пирит, реже гематит или сфалерит с галенитом. Халькопирит отличается малым содержанием элементов-примесей.

Оруденения, сопровождающиеся березитами, более перспективны на золото, висмут, хотя предварительные данные (особено по Кандырскому месторождению) показывают невысокое их содержание. Однако опробование на золото в рудных зонах требует особого подхода. Полученные данные по Кандыру относятся к пробам, характеризующим медное оруденение, тогда как рудопроявления с убогим медным оруденением и более перспективные на золото опробованы недостаточно широко.

Глава IV

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА

ОБ УЧАСТИИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЭНДОГЕННОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

В схемах, отражающих процессы эндогенного минералообразования, обычно выделяют различные этапы (стадии, импульсы и т. д.), начиная от высокотемпературных и кончая низкотемпературными. Иногда отмечают поздние супергенные процессы. Однако возможность обратных явлений, т. е. перехода древних супергенных минеральных скоплений в гипогенные, часто даже не подразумеваются.

Между тем, в некоторых случаях закономерность размещения площадей наиболее интенсивного эндогенного минералообразования свидетельствует о том, что они некогда представляли участки земной коры, подвергшиеся длительному выветриванию.

Продукты континентальных кор выветривания пород, особенно латеритных, представляют материал для формирования типичных осадочных пород и руд.

Огромная роль осадочных полезных ископаемых в общем балансе природных ресурсов раскрыта в трудах Н. А. Быховера, Н. М. Страхова, Л. В. Пустовалова, В. С. Домарева, В. И. Попова, В. М. Попова и др.

К остаточным и инфильтрационным экзогенным скоплениям руд обычно относится лишь небольшая группа полезных ископаемых, связанных с молодыми и современными процессами выветривания (континентальные латеритные бокситы, никеленосные коры, золотоносные, железные шляпы, залежи сидеритов и др.), циркуляцией термальных нефтяных вод, нефтей, газов, возгонов (киноварь, сера, медь, уран, ванадий, молибден и др).

Этот класс месторождений в древние эпохи имел широкое развитие, однако, в настоящее время они почти полностью метаморфизованы.

Их интенсивная метаморфизация объясняется тем, что мощные остаточные и инфильтрационные скопления элементов свойственны выступам земной коры (щиты, платформы, ядерные зоны, кордильеры, антиклинории). Именно такие участки отличаются насыщенностью гранитоидными интрузиями и, как правило, активизированы более интенсивно, чем крупные и малые депрессионные прогибы — области длительной аккумуляции осадков. Поэтому морские осадочные руды значительно менее метаморфизованы, чем континентальные остаточные продукты древних кор выветривания. К последним относятся также продукты изменений пород под воздействием поствулканических термальных вод.

Промежуточное положение занимают стратифицированные залежи руд свинца, цинка, меди и других элементов. При их метаморфизации

Таблица 27

Химический состав различных фаций вторичных кварцитов и гранитоидных пород

Порода и минеральная фация	Кол-во усредненных проб	Содержание элементов, %					
		Si	Al	$(Fe^{+3} + Fe^{+2})$	Mg	Ca	Na + K
Породы пропилитовой фации	7	22,8—30,7 / 27,4	7,02—8,96 / 7,91	2,53—10,53 / 4,76	0,55—5,21 / 2,00	0,25—4,0 / 2,33	1,95—5,10 / 3,6
Породы кварц-алунитовой фации	35	0,18—39,2 / 22,02	0,9—18,2 / 10,42	0,3—1,9 / 0,85	0,05—0,12 / 0,11	0,1—1,0 / 0,33	0,87—6,7 / 3,71
Породы кварц-слюдистой, кварц-диккит-пирофиллитовой и кварц-каолинитовой фаций	25	19,9—51,25 / 28,55	0,4—44,06 / 14,17	0,02—2,1 / 0,79	0,0—1,8 / 0,31	0,0—1,8 / 0,21	0,1—10,3 / 1,53
Породы монокварцитовой фации	5	36,4—39,4 / 37,8	3,9—7,5 / 5,9	0,6—1,2 / 0,80	0,34—1,0 / 0,70	0,3—0,7 / 0,46	Следы —2,7 / 1,45
Среднее по четырем фациям	—	28,96	10,35	1,80	0,78	0,83	2,7
Гранит по Дэли	20	32,8	7,7	2,5	0,5	1,4	6,0

Примечание. В числителе пределы колебаний содержания, в знаменателе—среднее значение.

Таблица 28

Распределение типов эндогенных медных и медьсодержащих месторождений в различных структурных ярусах и породах

Зона	Структурный ярус	Тип горных пород	1		2		3		4		5	
			а	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*
Чаткальская	Доверхнебашкирский (преднадакский)	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические					1	1,09	17	18,5	8	8,70
							1	1,09	—	—	1	1,08
	Предтриасовый	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические										
Итого:							2	2,18	17	18,5	9	9,8
Кураминская (северная часть)	Доверхнебашкирский (преднадакский)	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические	3	1,70					5	2,84		
	Преднижнепермский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические										
	Предверхнепермский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические										
	Предтриасовый	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические										
Итого:			3	1,70					5	2,84		
Кураминская (юго-зап. часть)	Доверхнебашкирский (преднадакский)	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические	2	0,53	3	0,79						
			52+4*	14,85								
			—	—	—	—	2	0,53	1	0,26		
Итого:			58	25,38	3	0,79	2	0,53	1	0,26		
Кураминская юго-восточная часть	Доверхнебашкирский (преднадакский)	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические					1	3,04				
							—	—				
							—	—				
	Преднижнепермский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические										

6		7		8		9		10		11		12		Итого	
а	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*
					—		—		—	—		—		—	
15	16,3	4	4,35							3	3,60	3	3,60	51	55,5
2	2,18	20	21,8		—	5	5,45	4	4,35	7	7,64	—	—	40	43,5
		1	1,09											1	0,09
17	18,5	25	27,2			5	5,45	4	4,35	10	10,9	3	3,60	92	100
		25	14,2	—		3	1,70	3	1,70	4	2,24	—	—	35	19,9
		31	17,6	—		1	0,56	8	4,55	7	3,99	—	—	50	28,6
		3	1,70	—			—		—		—	3	1,70	11	6,28
		1	0,56	—			—	1	0,56	1	0,56	—		3	1,7
		3	1,70	—			—		—		—	—		3	1,7
		—		—			—		—		—	—			—
		21	11,9	—		1	0,56	5	2,84	2	1,12	—		29	16,5
		2	1,12											2	1,12
		—		—			—		—		—	—		—	
		22	12,5	—		4	2,24		—	5	2,84	—		31	17,6
		9	5,1	—			—		—	3	1,70	—		12	6,42
		—		—			—		—		—	—		—	
		117	66,4	—		9	5,04	17	9,65	22	12,45	3	1,7	176	100
		42	11,10	—			—	4	1,06	3	0,79	—		51	13,5
		169	44,60	—			—	16	4,24	27	7,14	—		271	71,5
		41	10,84	—		9	0,26	3	0,79	6	1,59	2	0,53	56	15,0
		252	66,55	—		1	0,26	23	6,09	36	9,52	2	0,53	378	100
		1	3,04	—		—		2	6,08	2	6,08	—		6	18,15
		6	18,15	—		—		9	27,25	5	15,15	—		20	60,8
		—	—	—		—			—		—	—		—	
		1	3,04	—		—		1	3,04		—	—		2	6,08
		—	—	—		—		—			—	—			—
		—	—	—		—		—			—	—			—

Продолж. табл. 28

Зона	Структурный ярус	Тип горных пород	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		Итого	
			а	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*
Кураминская (юго-восточная часть)	Предверхнепермский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические															—		—		1	3,04		—	—		1	3,04
																	—		—		—			—	—		—	
																	—		—		—			—	—		—	
	Предтриасовый	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические													1	3,04	—		—		—		—		—		1	3,04
															1	3,04	—		—		1	3,04	1	3,04	—		3	9,10
															—	—	—		—		—			—	—		—	—
Итого:							1	3,04							10	30,3	—		—		14	42,5	8	24,3	—		33	100
Всего по Кураминской зоне			61	10,35	3	0,51	3	0,51	6	1,02					379	64,5	—		10	1,70	54	9,18	66	11,25	5	0,85	587	100
Байсунская (Каракумо-Таджикская)	Деверхнебашкирский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические	—				—		—		—				—		—	—	1	3,2			—	—	—		1	3,2
			—				6	19,8							7	22,6	—	—	1	3,2			—	—	2	6,4	16	51,5
			—				—		—		—				—		—	—	2	6,4			2	6,4		—	4	12,9
	Предниженепермский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические	—				—				—				—	—	—	—	—		—			—	—		—	—
			—				—	3,2			—	—	—		1	3,2	—	—	1	3,2		—		—	1	3,2	3	9,7
			—				—	6			—	—	—		6	19,8		—	6	19,8		—			1	3,2	7	22,6
Итого:			—				—	7	22,6		—	—	—		14	4,5	—	—	4	12,9		—	4	12,9	2	6,4	31	100
Южно-Тяньшанская	Доверхнебашкирский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические	—				—				—		—	—	—		—	—	—			—		—	—		—	
			—				—		—	1,022	—		—	—			—	—	—			—	2	2,045	3	3,062	6	6,15
			—				—	1	0,022		—		—		12	12,25	—			—		—	25	25,5		—	38	39,0
	Предниженепермский	Эффузивные, интрузивные, осадочные и метаморфические	—				—		—		—		—	—	—		—	—	—			—		—	—		—	—
			—		1	1,022	1	1,022			—		—	—			—	—	—			—	2	2,045	9	9,2	13	13,25
			—			—		—			—		—	—	7	7,15	—		6	6,15		—	26	26,5	2	2,045	41	42,0
Итого:			—		1	1,022	2	2,045	1	1,022	—		—		19	19,50	—		6	6,15		—	55	56,0	14	14,3	98	100
Всего по Тянь-Шаню			61	7,55	4	0,49	14	1,73	24	2,98	9	1,11	17	2,12	437	54,0	—		25	3,10	58	7,20	135	16,7	24	2,98	808	100

Примечание. Типы месторождений: 1—медно-порфировый; 2—халькопирит-халькопирит-магнетитовый; 5 — скарново-халькопирит-молибденитовый; 6 — скарново-фидно-медно-никелево-графитовый; 9—галенит-сфалерит-пиритовый; 10—кварц-висмутин; 12—скарново-сульфидно-шеелитовый (*а*—число месторождений и рудопроявле
* Наиболее крупные месторождения.

магнетитовый в габбро-диоритах; 3—скарново-золото-халькопиритовый; 4—скарново-галенит-сфалеритовый; 7—кварц-карбонат-барит-халькопиритовый (жильный); 8—сульхалькопирит-гематитовый; 11—неизученные медные и медьсодержащие рудопроявлений, *б*—процент к общему числу месторождений в данной структурной единице).

наблюдается заметный привнос несвойственных литогенезу компонентов, хотя явные признаки экзогенного, но преимущественно эпигенетического накопления рудных и сопутствующих компонентов сохраняются.

В работах Н. В. Белова, В. И. Лебедева, А. Г. Вологдина и др. описана возможность аккумуляции солнечной энергии не только в органическом веществе, но и неорганическом, главным образом в соединениях алюминия.

По мнению указанных исследователей, разряжение аккумулированной в неорганических соединениях энергии вполне достаточно для образования магмы. К этому следует еще добавить, что состав остаточных продуктов белокаменных изменений наиболее близок к легкоплавкой гранитной эвтектике (табл. 27). Следовательно, белокаменные изменения подготавливают условия и для гранитизации, при которой вопрос о выносе оснований из состава исходных пород не находил должного объяснения. Для непрекращающегося процесса гранитизации, напротив, создается дефицит оснований, который постоянно пополняется излияниями основных лав. В связи с этим, особое значение приобретают высказывания А. П. Виноградова (1961) о том, что «мантия является потенциальным поставщиком всех элементов».

Во всем этом можно усмотреть причину приуроченности гранитоидных интрузий к активизированным выступам земной коры, особенно к древним, в которых наблюдаются мощные регионально развитые высокоглиноземистые метаморфические породы. Мы показали тесную связь щелочных комплексов и крупных залежей высокоглиноземистых пород (Мусин, 1964).

Из двух основных разновидностей белокаменных изменений в Средней Азии развиты внутриконтинентальные латеритные коры и продукты их переотложения (бокситы). Одна из главных задач современной геологии — разностороннее изучение древних кор выветривания (Сидоренко, 1967). Древние коры проявлены различно. Приуроченность эндогенного оруденения к поверхности определенных структурных ярусов можно рассматривать как своеобразное проявление кор выветривания. В Курамино-Ферганской и Каракумо-Таджикской зонах Тянь-Шаня (сходных с геосинклиналями типа *А* и *Б*, по В. И. Смирнову) предверхнепалеозойский ярус вмещает в себя 85% всех известных в этих зонах рудопроявлений и месторождений (табл. 28). Примечательно еще и то, что период максимального накопления осадочных руд алюминия, железа в Южно-Тяньшанском морском бассейне совпадает со временем формирования поверхности указанного яруса. Эти обстоятельства заставляют обратить особое внимание на природу продуктивных структурных ярусов, на возможную взаимосвязь осадочного и эндогенного рудообразования.

На примере Тянь-Шаня мы усматриваем наличие закона сопряженного развития осадочных руд в морском бассейне и продуктивного для эндогенного оруденения поверхности структурного яруса в смежных поднятиях. Причем, в смежных поднятиях развиваются латериты, синхронные с возрастом морских бокситов, железных, марганцевых руд. Латеритные коры, как правило, не сохраняют свой первичный облик. Признаками проявления латеритной коры в Курамино-Ферганской зоне мы считаем наличие алунитовых кварцитов, которые будут рассмотрены ниже.

Вопросы о плохой сохранности древних латеритных кор и трудности их обнаружения подчеркиваются в работах И. И. Гинзбурга, В. П. Петрова (1967), Г. И. Бушинского (1964), Н. М. Страхова (1962), Д. П. Сердюченко (1963, 1964, 1968 гг.), Р. А. Мусина (1957, 1964),

которые обращали свое внимание на интенсивную метаморфизацию высокоглиноземистых пород, в том числе бокситов, слагающих древние выступы земной коры.

Не случайно поэтому существуют большие разногласия в объяснении природы морских бокситов.

Время и формы проявления латеритных кор

В каждом конкретном регионе, геотектоническом блоке земной коры латеритообразование связано с наступлением тропического климата на континентальные суши. Восстановление исторического положения климатических зон (смещение экваториальной линии, полюсов) по типу органических остатков красноцветных, соленосных, угленосных, фосфоритоносных формаций, тиллитам и методами палеомагнетизма, не всегда приводит к одинаковым результаатам, что объясняют, в основном, различными поступательными и вращательными движениями материков. Н. П. Васильковский (1960) указывает на факты, свидетельствующие о том, что в истории развития Земли существовали такие периоды, когда климатическая зональность нарушалась. Например, среди нижне-среднекарбоновых отложений мира нигде нет красноцветов, зато всюду наблюдаются угленосные осадки. Эти аномалии он склонен объяснять повышением уровня океанических вод и наступлением их на огромные площади континентов. На глобальное распространение предмезозойских каолиновых залежей указывает В. П. Петров.

Из всех известных факторов, определяющих положение палеоклиматических зон, наиболее надежным является концентрация парагенной (по Н. М. Страхову) триады элементов (Al, Fe, Mn). К ним следует добавить и кремний хемогенного происхождения.

Например, в Урало-Тяньшанской геосинклинальной системе возраст палеозойского бокситонакопления с севера на юг омолаживается. На северном Урале на широте 61° бокситообразование приходится на нижний девон, а в Тянь-Шане (41° с. ш.) — на средний карбон.

Отсюда можно вычислить и скорость «смещения» экваториальной линии по меридиану 65° от Гринвича — 25 *км/млн* лет. Даже внутри Южного Тянь-Шаня происходит омоложение бокситоносных толщ с запада на восток в пределах верхнебашкирского и московского веков. Эти данные согласуются с представлениями о перемещении северного полюса от раннего палеозоя до настоящего времени из центральной части Тихого океана до современного положения.

Смещением северного полюса против часовой стрелки объясняется наблюдаемый поворот осей главных складок в этом же направлении (В. И. Попов, 1937), или ориентировка их по экватору (А. Г. Жильцов, 1961). Этими же обстоятельствами, по-видимому, можно объяснить наблюдаемое возрастное скольжение времени проявления интрузивной деятельности, а также места проявления пограничных глубинных разломов, значение которых в развитии отдельных блоков земной коры подробно рассмотрено в трудах А. В. Пейве и др. (1956).

В Южно-Тяньшанской зоне, вдоль ее северной границы с Курамино-Ферганской, располагается протяженная полоса морских палеозойских бокситов, датируемых как верхнебашкирский (на западе) — московский (на востоке) века (рис. 25). Мы считаем, что эти бокситы образовались в результате размыва и переотложения алунитовых кварцитов, развитых на предверхнебашкирских эффузивах и других алюмосиликатных породах.

При изучении палеогеографических условий периода бокситообразования, выявлено отсутствие других признаков существования латеритных кор кроме алунитов и метаморфизованных высокоглиноземистых пород в прилегающей береговой суше. Латеритизация вулканических продуктов непосредственно на месте локализации бокистов также не наблюдается.

Нет достаточно оснований допустить накопление бокситов за счет выноса глинозема в морской бассейн поствулканическими продуктами. Подобный вынос, как показали исследования К. К. Зеленова (1960 — 1963), происходит в районах действия современных вулканов. Однако это не приводит к накоплению современных морских бокситов (Н. М. Страхов, 1962 — 1964). Причина этого, по-видимому, заключается в отсутствии спокойного тектонического режима, характерного для древних периодов морского бокситообразования, а также прибрежной пенепленизированной суши—источника сноса глиноземного материала для морских бокситов. Образование пенеплена — бесспорное доказательство затухания тектонических, вулканических и эрозионных процессов.

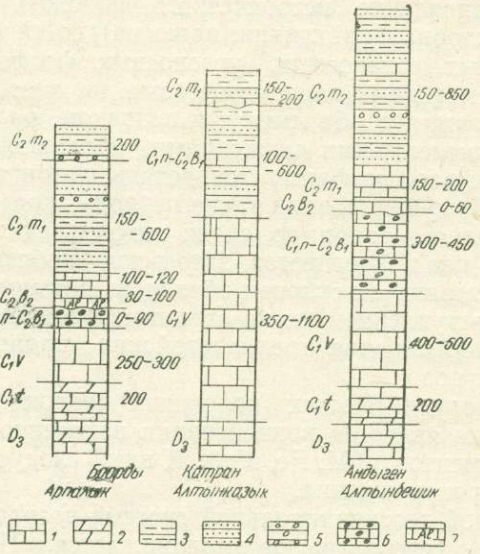


Рис. 25. Разрезы бокситоносной толщи северного склона Алайского и Туркестанского хребтов (по Ф. Р. Бенш).

1—известняки, *2*—доломиты, *3*—сланцы, *4*—песчаники, *5*—конгломераты, *6*—известняки с прослями и гнездами бокситов, *7*—известняки с повышенным содержанием глинозема.

Морские отложения Южного Тянь-Шаня, синхронные с периодом алунитообразования в Кураме, представлены бокситоносными карбонатными осадками. Причем мощность карбонатных осадков конца нижнего и начала среднего карбона резко сокращена, что также свидетельствует о затухании тектонических и эрозионных процессов в областях сноса карбонатного, глиноземного материала. Области сноса располагались в Курамино-Ферганской зоне на севере и Каракумо-Таджикской на юге, между которыми в среднем карбоне находился морской бассейн.

В работах многих исследователей (С. Ф. Малявкин, Д. В. Наливкин, А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, А. В. Пейве, Г. И. Бушинский А. П. Виноградов, Ю. К. Горецкий, А. К. Гладковский, Е. С. Гуткин, С. И. Бенеславский, А. Д. Калугин, В. П. Петров, Б. М. Михайлов, К. К. Зеленов, Л. П. Коннонов, О. И. Сергунькова, Р. А. Мусин и др.) доказано, что бокситы образуются при следующих условиях.

1. Наличие прибрежного пенеплена (некоторые исследователи допускают слабохолмистый рельеф).

2. Развитие латеритной коры, образующейся в тропическом климате. Об этом говорят современные континентальные бокситы Либерийского щита в Африке, острова Куба и др.

При изучении современных бокситов Либерийского щита (Б. М. Михайлов, 1966) выявлена интересная деталь. Бокситы образуются только в приподнятых пенепленах, тогда как на низинных, находящихся в руслах рек, развиваются только каолиновые коры.

3. Для выпадения глинозема в морском бассейне необходимо образование рифов, которые отшнуровывают область бокситонакопления от открытого моря.

4. Современных морских бокситов нет, несмотря на огромный вынос в океанические воды глинозема водными потоками, исходящими из поствулканических гидротерм. Это свидетельствует о малой вероятности образования древних морских бокситов в связи с формированием вторичных кварцитов приокеанических вулканических поясов. Однако установлена синхронность бокситообразования с формированием внутриконтинентального андезитового вулканизма с коэффициентом эксплозивности, доходящим до 90%. Эта закономерность выявлена на материалах по Уралу, Ямайке, Салаиру, Тянь-Шаню и другим бокситоносным регионам. Различна роль в бокситообразовании вулканических и поствулканических процессов, протекавших в разных тектонических условиях, что подтверждает наличие двух типов алунитовых вторичных кварцитов.

Нужно отметить, что существующая классическая схема латеритного профиля составлена по наблюдениям хорошо сохранившихся молодых и современных кор. Древние коры развивались в поднятиях, где распространены интрузивные тела. Естественно, в таких условиях не будет сохранен первичный облик не только сульфатных, но и других типов ископаемых кор выветривания.

О генезисе вторичных алунитовых кварцитов

Генезис вторичных кварцитов и заключенных в них месторождений рассмотрен в работах В. И. Алиева (1957—1959), К.И. Асташенко (1940), М. Б. Бородоевской (1962—1964), В. И. Буадзе (1962), М. М. Василевского (1958—1962), Г. М Власова (1956—1965), С. Н. Гавриковой, М. К. Бахтеева (1965), И. И. Гинзбурга (1950—1963), Г. С. Доценидзе (1965), О. П. Елисеевой (1964), В. А. Жарикова, Б. Н. Омельяненко (1965), А. Н. Заварицкого (1927—1943), К. К. Зеленова (1960—1964), К. С. Зубрилиной (1961—1964), П. Ф. Иванкина (1962), В. В. Иванова (1956—1965), С. Н. Иванова (1964), М. Д. Исаевой (1963), М. А. Кашкая (1937—1963), Г. И. Керимова (1959), Д. С. Коржинского (1964), В. Н. Котляра (1961—1964), Е. А. Кузнецова (1928—1939), В. С. Коптева-Дворникова (1926—1929), В. Н. Лодочникова (1936), Т. С. Ловеринга (1951), В. П. Логинова (1951), И. Г. Магакьяна (1965, 1962), С. С. Мкртчана (1962), С. Ф. Машковцева (1937), И. М. Мирходжаева (1961, 1965), Р. А. Мусина (1956—1965), С. Н. Набоко (1926—1963), Н. И. Наковника, К. Н. Озерова (1935, 1945), С. Е. Прянишникова (1937), М. П. Русакова (1958—1959), А. И. Семенова (1963), Н. С. Скрипченко (1964), В. И. Смирнова (1964), П. М. Татаринова (1955), Г. А. Твалчрелидзе (1959), Г. М. Фремд (1963), Т. Ч. Чолпанкулова (1958), Г. Ф. Яковлева (1962), А. Р. Ярмухамедова (1963 — 1966) и других исследователей.

Разногласия в трактовке генезиса вторичных кварцитов заключаются в признании или отрицании роли интрузивного или эффузивного магматизма, в формировании вторичных кварцитов и большого разнообразия руд, заключенных в них.

Частая приуроченность метаморфизованных, а иногда и исходных разностей кварцитов к интрузивам, породила интрузивную гипотезу (К. Н. Озеров, М. П. Русаков и др.). Так как вторичные кварциты, в основном, тяготеют к эффузивным породам, то, естественно, появляется стремление связывать их с эффузивными и экструзивными процессами.

Это мнение еще более утвердилось в результате детальных исследований в районах молодого и современного вулканизма (С. И. Набоко, К. К. Зеленов, М. М. Василевский, В. И. Влодавец, Г. М. Власов, В. В. Иванов и др.).

Следует отметить, что исследователи районов молодого вулканизма подчеркивают образование алунитов за счет разложения ранее образовавшихся свежих эффузивов андезитового и более кислого состава. Алунитовые и серные кварциты с глубиной сменяются пропилитами.

С. И. Набоко считает невозможным резко разграничивать пропилиты и вторичные кварциты. Она подчеркивает, что эти изменения являются продуктом наложения послевулканических гидротерм.

Г. М. Власов, М. М. Василевский (1964), изучавшие районы развития молодого вулканизма, пришли к выводу о том, что все температурные фации вторичных кварцитов (серные, алунитовые, корундовые, турмалиновые, андалузитовые), содержащие руды меди, молибдена, золота, серебра, мышьяка, ртути и т. д., образуются в результате вулканической деятельности. При этом они допускают наличие под вулканами позднеогеновых интрузий, роль которых недостаточно ясна и, по мнению авторов, сводится лишь к длительной активации вулканического процесса, при котором могли бы образоваться различные температурные фации, выделенные как типы под местными названиями. А они, как известно, в районе современного вулканизма отсутствуют. Поэтому, вероятно, и потребовалось выявить отличительные черты между вторичными кварцитами районов молодого и современного вулканизма. Между тем, С. И. Набоко этих отличий не усматривает.

Таким образом, исследователи областей молодого и современного вулканизма не пришли к общему выводу о генезисе вторичных кварцитов.

Д. С. Коржинский, В. А. Жариков, Б. И. Омельяненко вторичные кварциты разделяют на два типа: сольфатарный (включая гидротермальную аргиллизацию) и тип приконтактового кислотного выщелачивания.

Эти типы отличаются фациями глубинности магматического процесса (эффузивного и интрузивного). Сольфатарная аргиллизация происходит и в поверхностных или близповерхностных условиях. Вторичные кварциты гипабиссальной фации образуются при кислотном выщелачивании на контакте гранитоидных интрузий и кислых эффузивов.

Изучение вторичных кварцитов в Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне и сопоставление их с данными по другим регионам, в том числе с площадями развития современного вулканизма, позволило сделать следующие выводы.

Вторичные кварциты с алунитом Курамино-Ферганской зоны, несмотря на сходство с кварцитами приокеанских вулканических поясов, имеют иное происхождение. Они развиты по эффузивам, накопившимся во внутриконтинентальных блоках и, притом, только в определенные периоды, несмотря на то, что эффузивный процесс происходил до и после этого периода. Алунитовые кварциты в настоящее время сохранились только в депрессиях. Часть вторичных кварцитов депрессионных зон, а также все их аналоги, развитые в свое время на поднятиях, полностью метаморфизованы (рис. 22). В кварцитах депрессионных зон, при непосредственном воздействии интрузивов, появляются высокотемпературные фации с характерным комплексом высокоглиноземистых минералов (корунд, андалузит, кианит, дюмортьерит, турмалин и др.).

Попутно отметим, что обилие турмалина во вторичных кварцитах является важным геохимическим фактором. Высокоглиноземистая среда, содержащая еще и свободный глинозем, приводит к фиксации бора в турмалине, а не в других минералах, несмотря на распространенность этого элемента в данной среде.

В удалении от интрузивов отмечается незначительная метаморфизация, с которой связано образование диаспора, зуниита. При благоприятных условиях наложения интенсивных гидротермальных процессов происходит полная силификация высокоглиноземистых минералов. Такие образования уже не обладают характерными признаками высокоглиноземистых вторичных кварцитов, однако, они наиболее благоприятны для локализации сульфидных руд.

При сравнении геолого-тектонических и палеогеографических условий размещения, строения, состава внутриконтинентальных вторичных алунитовых кварцитов, с латеритными корами выветривания, видно много общего. Особенность тектонического строения Курамино-Ферганской зоны заключается в том, что в ней сохранился облик алунитовых кварцитов, находящихся в неактивизированных депрессиях. Это известные в Кураминских и Чаткальских горах месторождения Гушсай, Шенебек, Такели, Аксагата, Зиннан-Тереклинское и многие другие.

В кварциты Акташского месторождения внедрялись ультракислые гранитоидные интрузии поздних этапов герцинского цикла магматизма. Вследствие этого произошла интенсивная метаморфизация алунитовых кварцитов с образованием корундовых и андалузитовых разностей и реликтами алунитовых залежей.

Кварциты Акташского месторождения располагаются в Каржантауской депрессии, которую, как и некоторые другие (Кугалинская, Кассанская, Гавасайская, Самгарская, Западно-Карамазарская), В. Т. Юдин (1966) относит к депрессиям позднего заложения. Для них, по его мнению, характерно развитие ультракислых гранитоидов, располагающихся в смежных поднятиях. Однако в данном случае указанные гранитоиды внедрены непосредственно в депрессионную зону. Поэтому по характеру метаморфизма и положению интрузий гранитоидов Каржантауская депрессия не имеет своих аналогов в данном регионе, тогда как по данным Т. Ч. Чолпанкулова (1958, 1968) и других, в Центральном Казахстане насчитывается более 500 аналогичных массивов кварцитов.

Многократные и закономерные проявления тектоники и магматической деятельности обусловили мозаичное строение зоны, состоящей из депрессий и поднятий с устойчивой и длительной (C_2—T_1) тенденцией к вертикальным движениям. Границы этих структур, фиксирующиеся разломами, изменялись вследствие неоднократных проявлений интрузивной деятельности в поднятиях. Первоначально небольшие участки поднятий (положительных структур) или ядер, по В. И. Попову (1955), заложенные в среднем палеозое, постепенно разрастались за счет сокращения площадей депрессии. В результате, в настоящее время породы порфиритовой формации и приуроченные к ним алунитовые залежи сохранились лишь в остаточных депрессиях, занимающих отдельные изолированные площади.

Первично-экзогенные алунитовые кварциты отличаются отсутствием жильных форм и зональным строением.

В зоне максимального выщелачивания, т. е. с поверхности или в куполах, развиваются монокварциты. За этой зоной следует кварц-алунитовая. С глубиной, где заметно снижается процесс выщелачивания (за счет нейтрализации растворов и ослабления роли других экзоген-

ных факторов выветривания), содержание кварца, алунита постепенно снижается. Вместо них появляются каолин, гидрослюды, серицит. В нижних и краевых зонах разлагаются лишь наиболее неустойчивые минералы (темноцветные, основные плагиоклазы).

Об источниках рудных компонентов

Источник рудных компонентов — один из самых сложных и спорных вопросов не только для эндогенных, но и для некоторых экзогенных месторождений.

Не вызывает особых сомнений представление о том, что осадочные железные, марганцевые, алюминиевые, фосфоритовые и другие руды возникают при интенсивном химическом и биохимическом выветривании различных пород.

Наибольшее количество рудных компонентов выделяется при разложении магматических, пирокластических пород и особенно щелочных интрузивов. Этим объясняется приуроченность к районам распространения вулканитов не только осадочных залежей бокситов, железных руд, карбонатных и кремневых пород, но и метаморфизованных и нестратифицированных их разновидностей. Одновременно с главными породообразующими компонентами при выветривании отделяются и рассеянные рудные элементы. Часть их выносится в морской бассейн, а часть сохраняется в остаточных и инфильтрационных продуктах кор выветривания и поствулканических изменений.

Масштабы осадочных, остаточных и инфильтрационных продуктов указанных типов изменений можно определить по остаточным накоплениям глинозема, кремнезема, железа и других наиболее распространенных элементов. Место накопления многих других легкоподвижных рудных компонентов в ископаемых продуктах инфильтрации трудно восстановить в связи с их более высокой миграционной способностью. В остаточных продуктах часто наблюдается концентрация многих металлов. Например, в высокоглиноземистой, высококремнистой и глинистой среде, в рыхлых гидроокислах железа кор выветривания и зон окисления концентрируются рудные элементы. Это связано с высокими сорбционными свойствами глинистых минералов, глинозема. Глинозем способен повышать концентрацию растворенных в воде элементов, доводя ее до 1500. Это свойство глинозема часто используется в химии.

Д. П. Сердюченко (1961) указывает, что в метаморфических сланцах были обнаружены такие редкие минералы как флоренсит, горсейскит и др. Характерно, что в составе этих минералов участвует и алюминий.

В. Н. Холодов (1959) подчеркивает, что из 20 редких элементов только 5 не образуют промышленных концентраций в осадочном процессе.

Подсчет числа наиболее распространенных рудообразующих минералов (Al, Fe, Cu, Pb, Zn и др.) показывает значительное разнообразие экзогенных соединений. Это свидетельствует о том, что элементы, в том числе перечисленные, способны фиксироваться в широких пределах изменения состава среды в экзогенных условиях. При этом образуются карбонаты, сульфаты, сульфиды, окислы, гидроокислы или самородные металлы (Cu, Au, Ag, Hg). Число же эндогенных соединений ограничено в основном сульфидами, окислами, реже силикатами. Многие из них имеют экзогенные аналоги или являются метаморфическими. Известно также обогащение поздних генераций сульфидов (пирита, халькопирита)

такими элементами как Se, Re, Mo, часто образующими супергенные соединения.

Обращает на себя внимание приуроченность многих месторождений гематит-магнетитовых руд к высокоглиноземистым породам. А. В. Глебов (1961), А. А. Маракушев (1958) по содержанию в магнетитах титана и другим признакам относят гематит-магнетитовое месторождение Таежное (Якутия) к осадочно-метаморфическому типу. Оно находится в полосе развития архейских силлиманитовых гнейсов.

В работах М. А. Кашкая, М. А. Мустафабейли, Г. П. Корнева, Д. М. Ахмедова и др. описаны алунитовые залежи Заглика и магнетитовые Дашкесана.

Эти и многие другие примеры сопряженного развития глинозема, железа, кремния не только в осадочных, но и в метаморфизованных породах, общеизвестны. Однако интерпретация этой закономерности различная. Мы подчеркивали, что степень метаморфизма заведомо осадочных руд, независимо от его возраста, значительно слабее остаточных или инфильтрационных продуктов экзогенных изменений, которые при рассмотрении вопроса об источнике рудного вещества в эндогенных метаморфизованных месторождениях часто принимаются за первично осадочные руды. Между тем, роль в эндогенном рудообразовании первично-осадочных руд и компонентов, которые скапливаются в остаточных и инфильтрационных продуктах, совершенно различна. Этот факт не учитывают сторонники латераль-секреционной гипотезы образования эндогенных руд, когда допускают извлечение рудных компонентов из среды, в которой располагаются залежи. Упускается из виду то обстоятельство, что выщелачивание из состава исходных пород рассеянных рудных компонентов и некоторая их перегруппировка будет наиболее вероятной при предположении, что рудовмещающие породы сначала подвергались воздействию экзогенных корообразовательных и других процессов. Даже в этом случае количество рудных элементов, содержащихся в толщах, не соответствует масштабу рудных залежей. Мы отмечали, что при образовании обеленных, в том числе алунитовых залежей объемом в 3×10^{10} $м^3$ из состава исходных пород освобождается 7×10^9 $т$ алюминия, 5×10^9 железа, 3×10^6 $т$ меди, примерно столько же свинца и цинка, 10^3 золота и т. д. при кларковом их содержании в магматических породах среднего состава по А. П. Виноградову (Мусин, 1966).

Сравнение же количества извлекаемых рудных элементов из конкретного объема измененных пород в пределах месторождений всегда показывает, что оно во много раз меньше объема рудных залежей.

Например, коэффициент промышленной концентрации меди по отношению к кларковому содержанию не менее 100. Объяснение такому высокому коэффициенту нужно искать не только в источнике рудных элементов, но и в огромном количестве растворителя.

Мощность измененных пород, когда-то перекрывающих площадь месторождения, может быть в 5—10 раз больше вертикального размаха оруденения, наблюдаемого в настоящее время.

Рудные компоненты привносились не только из вышележащих пород, но и из флангов по различным разломам, зонам трещиноватости, охватывающим водосборный бассейн. Если диаметр бассейна будет хотя бы в 3 — 4 раза больше диаметра рудной зоны, получим десятикратное увеличение площади.

Рудные районы сложены как правило породами, в которых заметно повышение кларковых содержаний элементов по крайней мере в 2—3 раза. Произведение цифровых значений трех вышеотмеченных факторов будет больше 100.

Практически неограниченное количество воды атмосферных осадков, даже в определенном геологическом интервале времени, представляет неиссякаемый источник растворителя.

Площади, на которых указанные процессы не протекали естественно, будут безрудными, в чем и заключается причина возникновения гидротермальных месторождений.

Другой важный и сложный вопрос в генезисе эндогенных месторождений—это источник образования распространенных сульфидов, свойственных внеочаговым зонам.

В последнее время получены интересные материалы по изучению изотопного состава серы в минералах (В. И. Виноградов, Ф. В. Чухров, Ф. К. Шипулин, С. Т. Бадалов и др., 1967). На основании обобщения многочисленных данных эти авторы приходят к следующим выводам.

Во всех гидротермальных месторождениях наблюдается обогащение сульфидов тяжелыми изотопами серы по сравнению с составом серы в метеоритном триолите. Этот факт объясняют возможным участием океанических сульфатов в образовании эндогенных сульфидов. Развивая эту идею применительно к Карамазару и Алмалыкскому рудному полю, В. И. Виноградов, С. Т. Бадалов, А. Туресебеков (1969), полагают, что сульфиды медно-порфировых месторождений обогащены тяжелыми изотопами серы при реакции восстановления сульфатов, т. е. ангидритов, широко распространенных в районе. Вероятность участия осадочных (экзогенных) сульфатов в образовании эндогенных сульфидов очевидна. Такое мнение нами высказывалось и ранее. Однако спорными являются представления о том, что ангидритовые залежи сингенетичны с карбонатной толщей и, следовательно, морского (океанического) происхождения.

Ангидритовые залежи, выявленные С. Т. Бадаловым, вскрыты только скважинами под измененными эффузивами (рис. 5). Они действительно переслаиваются с подстилающими эффузивы карбонатными породами. В разрезе карбонатной толщи доломитовые разности, где могут быть обнаружены сингенетичные залежи сульфатов, слагают низы этой толщи, относящейся к девону. Причем, на естественных выходах мы, а также другие исследователи, изучавшие более детально разрезы карбонатной толщи (О. И. Сергунькова, И. Б. Федорова, М. А. Ахмеджанов, Е. Л. Абрамович и др.), нигде не обнаружили сульфатов. Они известны далеко за пределами Алмалыкского района. Кроме того, Е. Л. Абрамович (1969), изучившая доломиты гор Калканата (Зап. Карамазар), пришла к выводу, что они являются не лагунными, а фациями открытого моря, для которых характерно переслаивание известняков и доломитов.

Наблюдаемые в карбонатной толще морфологические особенности ангидритов (слои, гнезда, вкрапления), легче объяснить ее первичным строением и различной способностью прослоев известняков и доломитов к замещению ангидритом. При достаточно высоком давлении вышележащих пород процесс замещения будет происходить успешно, если он не направлен на изменение объема. В этих условиях доломитовые прослои могут полностью заместиться ангидритами, а известняки только при наличии достаточного количества пор, так как молекулярные обмены известняков (37, 07), ангидрита (46, 94) и доломита (74, 62) имеют различные значения. Мы полагаем, что при детальном изучении литологии ангидритсодержащих горизонтов карбонатных толщ эта закономерность подтвердится.

Кроме указанных пластообразных и гнездовых залежей ангидриты образуют многочисленные жилы в приподнятых блоках (поднятиях), рудовмещающих эффузивах нижнего девона и, особенно, в интрузивах сиенито-диоритов. Для них карбонатная толща является либо более

молодой, либо слагает кровлю интрузивов. В этих условиях переотложение ангидритовых залежей из карбонатных толщ в жилы маловероятно, тем более гидротермальными растворами. Для доказательства такого процесса необходимо найти явные признаки выщелачивания ангидритовых залежей, тогда как признаки осветления пород и интенсивного разложения сульфидов очевидны.

Следовательно, и в этом случае природу ангидритовых жил проще объяснить нисходящей циркуляцией сульфатных вод, формирующихся при разложении сульфидов и при их взаимодействии с кальциевыми водами. Последние в некарбонатной и полисульфидной среде могут возникать на значительной глубине. В связи с этим находит объяснение увеличение количества жил ангидрита с глубиной и на флангах месторождения, которое было отмечено С. Т. Бадаловым (1965). Причем, зона максимального развития жил ангидритов на Алмалыкском рудном поле занимает определенный горизонт.

Надо полагать, что образование ангидритовых жил происходило неоднократно. Сначала оно было связано с наиболее мощными изменениями сульфидсодержащих пород в предверхнебашкирское время, затем—с формированием зон окисления сульфидных месторождений в послепалеозойское время.

В связи с этим, мы наблюдаем как дорудные, так и послерудные жилы ангидрита. Таким образом, накопление сульфидных месторождений, сульфатных залежей и жил, наблюдаемое во многих рудных районах, далеко не всегда подтверждают океаническое происхождение сульфатов. Если они эпигенетичны, то интерпретация данных изотопного исследования будет совершенно иной. Результаты исследований состава изотопов серы в алунитах месторождения Гушсай (δS^{34} 7%) подтверждают наше мнение о происхождении их за счет окисления сингенетичных (с эффузивами) пиритов. Такого же типа алуниты Закарпатья. Алуниты Загликского и Сейфалинского месторождений Азербайджана близки к алунитам Камчатки и Курильских островов (среднее δS^{34} 18,4%). Это, по нашему мнению, подтверждает существенную разницу алунитов, образованных в разных геотектонических условиях (внутриконтинентальных и приокеанических).

Полученные сведения об изотопах серы требуют дальнейшего изучения. Обращает внимание постоянство значения δS^{34} в жильных сульфатных минералах, среди которых имеются как дорудные, так и послерудные супергенные разности.

Не нашло удовлетворительного объяснения и большое разнообразие δS^{34} в однотипных месторождениях и осадках. Интерпретация объективных сведений экспериментов будет наиболее достоверной при максимальном учете всех геологических процессов и различных представлений о способе накопления сульфидов и сульфатов.

В. И. Смирнов (1968) подчеркивает, что из всех путей, по которым раскрываются тайны эндогенного рудообразования, самым важным является изучение геологии месторождений в натуре.

ГЛАВНЕЙШИЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗОВ

Главнейшие рудоконтролирующие факторы по их масштабности и взаимосвязи могут быть подразделены на региональные (геотектонические), структурные, литологические и магматические.

[1] Описание факторов приводится на основании материалов и применительно к Алмалыкскому рудному району, но с учетом возможности их распространения и значения в других регионах.

Крупнейшие месторождения меди — это бесспорно эндогенные и спорные по генезису медистые песчаники, в которых участие эндогенных процессов, несомненно, приурочено к областям, пережившим длительный континентальный режим. Для древних периодов развития земной коры характерно возникновение крупных месторождений типа медистых песчаников. Позже стали появляться месторождения, локализованные в магматических породах основного и среднего составов. Затем процессы концентрации меди, в основном, были связаны с деятельностью порфировых интрузий мезо-кайнозойских эпох, реже палеозойских.

Медно-порфировые месторождения Средней Азии известны пока только в Алмалыкском районе. Имеются перспективы обнаружения их в Южном Узбекистане в Каракумо-Таджикской (Байсунской) структурно-фациальной зоне, история геологического развития которой, как было показано в первой главе, сходна с Курамино-Ферганской.

В Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне медно-порфировые и многие другие крупные месторождения локализованы на поверхности предверхнебашкирского структурного яруса, который подвергался длительному континентальному выветриванию. На поверхности этого яруса сосредоточено 85% указанных [illegible] (табл. 28).

Следовательно, выявление современного положения этого яруса в пределах Курамино-Ферганской и Каракумо-Таджикской структурно-фациальной зон — одна из главных задач прогнозирования. Одновременно необходимо дальнейшее уточнение границ указанных зон в связи с тем, что внутри Южно-Тяньшанской зоны, ограниченной с севера Карачатырским, с юга Южно-Гиссарским передовыми прогибами, не было благоприятных геотектонических условий для локализации крупных концентраций меди, свинца и цинка.

Сиалическая малосульфидная геохимическая среда Южно-Тяньшанской зоны оказалась наиболее благоприятной для концентрации сульфидов ртути, сурьмы.

В работе С. Т. Бадалова, М. И. Моисеевой (1966) приведены интересные сведения о геохимии ртути в Кураминском хребте. Они отмечают, что ртуть встречается во многих сульфидах в рассеянном состоянии и потому не образует самостоятельного минерала. Этим же мы склонны объяснить появление в относительно стерильных от железа зонах вторичных кварцитов Аксагаты — киновари, а Кассана — киновари и арсенопирита. Только при дефиците железа и в удалении от интрузивного очага ртуть, а также мышьяк способны образовывать самостоятельные сульфиды.

В Южно-Тяньшанской зоне продуктивная среднекарбоновая денудационная поверхность развивалась сравнительно быстро и спорадически на кордильерных выступах, островах огромного морского бассейна. Кроме того, породы, слагающие эти выступы, были не столь благоприятны, как в Курамино-Ферганской зоне, для развития мощных латеритных кор. Здесь более широко развиты осадочные метаморфизованные толщи. Но там, где в составе толщ участвуют магматические породы, особенно среднего состава, коры могли быть значительными. Однако пока мало сведений о палеогеографии и первичном составе пород, подвергнутых корообразованию в связи с интенсивной их метаморфизацией. Все это позволило нам высказать мнение о неперспективности Южно-Тяньшанской зоны на обнаружение крупных скоплений сульфидов меди, свинца и цинка.

В пределах перспективных Курамино-Ферганской и Каракумо-Таджикской зон и металлогенических провинций имеются малоисследованные площади, перекрытые маломощным чехлом четвертичных, реже мезо-кайнозойских осадков, где могут быть выявлены остатки продуктивной денудационной поверхности.

Кроме этой поверхности, представляющей рудоконтролирующий фактор I порядка, имеются другие факторы более мелких масштабов, определяющие появление рудных районов, полей и месторождений.

Структурные факторы

Курамино-Ферганская геоантиклинальная (ядерная, полигенная) зона, отделенная от Южно-Тяньшанской Южно-Ферганским региональным разломом, в свою очередь, разбита на более мелкие структурные единицы — поднятия и депрессии, антиклинории и синклинории.

Наиболее крупные структурные единицы, ограниченные крупными пограничными разломами, имеющими более ранний возраст и субширотные простирания, определяют контуры рудных районов. Например, Алмалыкский район, имеющий субширотное простирание, определяется положением Северо-Кураминского антиклинория и Ангренского синклинория, отделенного серией субширотных региональных разломов, осложненных и частично смещенных поздними нарушениями. Подобные ему, на южном склоне Кураминского хребта в системе гор Моголтау и Ферганского Каратау могут быть выделены в самостоятельные рудные районы.

Для рудных районов характерно развитие разнотипных месторождений меди, свинца, цинка, золота, флюорита и т. д. Расчленение полиметальных (разнотипных) рудных районов на сравнительно однотипные рудные поля и месторождения происходит в связи с дифференциацией структурных единиц. Крупные, в основном, линейно вытянутые структуры субширотного направления разбиты поздними секущими разломами на мелкие поднятия и депрессии и осложнены дополнительными складками. Для медно-порфировых, свинцово-цинковых месторождений, сопровождающихся среднетемпературными метасоматитами (внеочаговой зоны) благоприятны наиболее устойчивые длительно развивающиеся поднятия. Они сложены, в основном, эффузивами и карбонатными породами девона, а также замещающими их крупными интрузиями раннего этапа герцинского цикла.

О значительных восходящих движениях, происходивших в истории формирования подобных поднятий, свидетельствует распространение в их пределах отложений нижнего палеозоя. Поэтому районы с выходами последних, а также девонских толщ и ранних интрузивов, при прочих равных условиях, наиболее благоприятны для поисков отмеченных типов оруденения.

Руды, образующие в низкотемпературном комплексе промышленные концентрации золота, серебра, свинца, цинка, флюорита, висмута и др. тяготеют к слабо активизированным, а алунита — к неактивизированным депрессиям. Таким образом, контуры рудных полей определяются формами и размерами поднятий и депрессий, установившимися в результате длительной перестройки до момента формирования рудных залежей.

В пределах указанных депрессий и поднятий некоторые месторождения обособляются под влиянием местных структурных единиц. Они контролируются пограничными разломами, их апофизами и дополнительными брахиантиклиналиями, куполами. Последние могут быть тектоническими или конседиментационными.

В связи с этим, чисто структурный фактор локализации руд вблизи вулканических аппаратов часто ошибочно рассматривают как доказательство генетической связи оруденения с вулканической деятельностью.

Особенно благоприятны для локализации оруденения площади сочленения и пересечения крупных и ранних региональных структур с более поздними мелкими.

Литологические факторы

При всех равных условиях тип месторождений, их масштабы определяются составом среды.

Медно-молибденовые месторождения Алмалыкского района локализованы в интрузивах сиенито-диоритов и в толще нижне-девонских эффузивов, захватывая базальные и нижние слои среднедевонских карбонатных толщ.

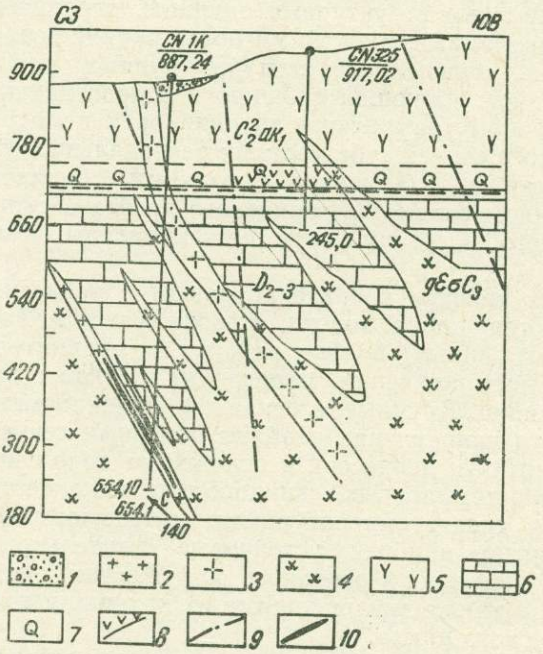


Рис. 26. Разрез через северную часть Центрального блока (пограничная зона депрессии). Участок Центральный (по данным Алмалыкской ГРЭ).

1—четвертичные отложения; *2*—роговообманковые гранодиорит-порфиры; *3*—гранодиорит-порфиры; *4*—кварцевые сиенито-диориты мелкозернистые (C_3); *5*—мелкопорфировые андезитовые порфириты (C_2 ak_1); *6*—известняки нерасчлененные ($Д_{2-3}$); *7*—зоны окремления; *8*—кварцевые жилы; *9*—тектонические нарушения; *10*—рудные тела;

Изучение характера распределения промышленного оруденения показало, что его вертикальный размах определяется вертикальной мощностью нижнедевонских кварцевых порфиров. Эта закономерность четко выражена на месторождении Сарычеку. В результате анализа мощностей указанных эффузивов выявлено, что и на Алмалыкском рудном поле сохраняется та же закономерность. Однако здесь эффузивы полностью замещены интрузиями сиенито-диоритов. На месторождении Сарычеку такое замещение оказалось частичным, так как интрузив

небольшой. Поэтому здесь мы наблюдаем распространение промышленного оруденения за пределы интрузива, в кварцевые порфиры. Любопытно еще и то, что в теле самого штока вертикальная мощность равна мощности кварцевых порфиров.

На месторождениях Алмалыкского рудного поля основное оруденение локализовано в интрузивах, но распространяется и во вмещающие порфиры на флангах основных месторождений (участок Джаныбек и др.), которые при более детальной разведке могут быть включены в контуры промышленных руд.

Четко выраженный контроль оруденения эффузивами нижнего девона — надежный критерий для поисков медных руд в пределах распространения указанных эффузивов. При этом нужно учесть, что они должны быть замещены раннегерцинскими интрузивами одновременно с по-

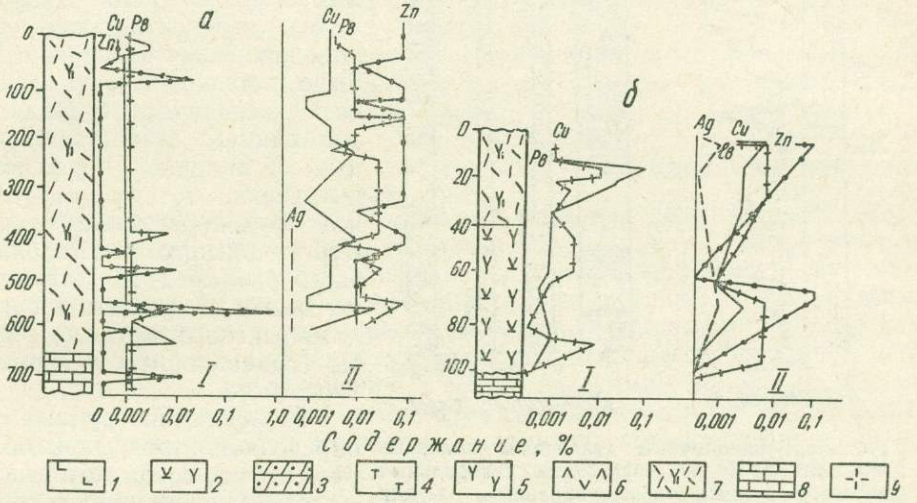


Рис. 27. Вариационные диаграммы содержания Cu, Pb, Zn по результатам спектральных анализов вулканитов и отобранных из них пиритов (*а* — скважина I: *б*—скважина II). Вариационные линии распределения элементов в породах (I) и пиритах (II).

1—пироксеновые и плагиоклазовые порфириты (C_1mb), *2*—трахиандезитовые и трахидацитовые порфириты, *3*—аргиллиты, алевролиты, песчаники (C_1n), *4*—сиенито-диориты Алмалыкского типа (C_1—C_2), *5*—андезитовые порфириты и их туфы ($C_2^{B^1}$), *6*—сиенит-порфиры (C_3), *7*—андезито-дацитовые, дацитовые порфиры и их туфы ($C_2^{b^1}$), *8*—карбонатные отложения, *9*—гранитоиды.

крывающими их базальными слоями среднедевонских карбонатных толщ. Причина этой закономерности еще не ясна, однако подтверждается многолетним опытом поисков и разведок промышленных медных месторождений. Можно предполагать, что интрузивы, заместившие толщи эффузивов нижнего девона и покрывающие базальные слои живетского яруса, оказались более обогащенными медью, чем все другие интрузивы этого возраста. Дело в том, что кварцевые порфиры содержат некоторое количество меди. Кроме того, в базальных слоях девонской карбонатной толщи имеются небольшие прослои черных доломитов с медной минерализацией. Однако масштабы этих сингенетичных примесей меди не столь велики, чтобы существенно отразиться на концентрации эндогенной меди. Но, тем не менее, они как-то повлияли на первичную металлогеническую специализацию монцонитовых интрузивов, которые, обладая более щелочным и контаминированным составом, чем нормальные гранитоиды, были

способны удержать в своем составе максимальное количество рудных примесей.

Сиенито-диориты оказались более благоприятной средой для размещения медного оруденения в связи с особенностями их составов. Приуроченность медно-порфировых месторождений к монцонитам характерна и для других регионов. В них много минералов-носителей рудных компонентов (акцессорный магнетит, биотит), калишпатов, разложение которых могло приводить к увеличению содержания рудных элементов и щелочей в растворе.

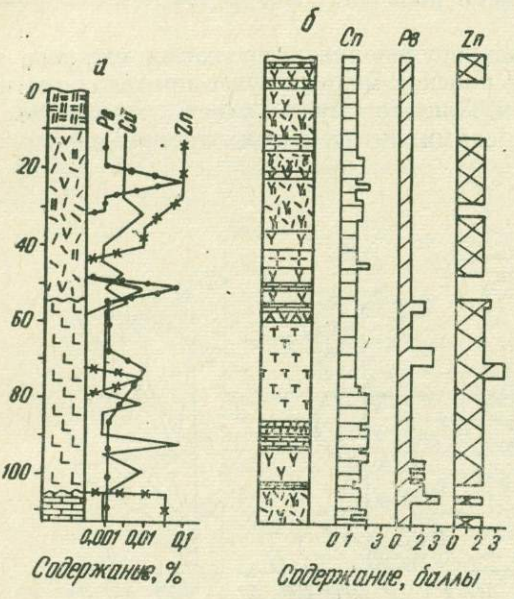


Рис. 28. Вариационные диаграммы содержания Cu, Pb, Zn по результатам спектральных анализов вулканитов и отобранных из них пиритов:

а—скв. 2m; *б*—скв. 108 (1—0.001; 2—0,01; 3—0,1). Усл. обознач. см. на рис. 24.

Рудопроявления меди среди гранодиоритов одновозрастных с монцонитами оказались менее перспективными. Они довольно многочисленны и, как было указано, встречаются во всех ксенолитах гранодиоритов раннего этапа, заключенных в молодых порфировых интрузиях. К ним относятся все рудопроявления южнее Бургундинского и Колбулакского разломов, где отсутствуют выходы сиенито-диоритов алмалыкского типа, но развиты гранодиориты кураминского типа.

Морфология рудных тел определяется разрывными нарушениями, среди которых немалое значение имеют трещины прототектоники, обусловливающие штокверковый тип оруденения со сравнительно равномерным распределением его на большой площади.

Литологический контроль для свинцово-цинковых оруденений выражен иначе (рис. 12, 26). Они локализуются в среде, где при прочих равных условиях содержится большое количество магния. Поэтому эти месторождения сосредоточены в аподоломитовых, апоскарновых серпентинитах, апогранитоидных хлоритизированных зонах. Для них вариации в исходном составе рудовмещающих гранитоидов не имеют столь существенного значения, как для медных. Поэтому наблюдаются концентрации сульфидов свинца и цинка в интенсивно измененных приконтактовых и апикальных частях интрузивов гранодиоритов, сиенито-диоритов и, особенно, в зонах магнезиальных скарнов, превращенных последующими изменениями в кварц-кальцит-серпентиновые метасоматиты типа пропилитов.

Морфология рудных тел, вертикальный размах свинцово-цинкового оруденения, изменяющиеся в широких пределах, определяются структурными факторами и наличием магнезиальной среды.

При изучении распределения металлических примесей в различных по возрасту магматических породах Кураминской подзоны и в других районах выявлены следующие закономерности. Наиболее обогащены медью, свинцом, цинком, золотом эффузивные породы, а также интру-

зии ранних этапов герцинского цикла, т. е. те, которые формировались в более глубинных условиях. Поэтому эти породы оказались благоприятной средой для концентрации тех или иных металлов (рис. 27, 28).

Руды золота, свинца, серебра, цинка, флюорита, образующие промышленные концентрации в низкотемпературных метасоматитах, не подчиняются определенным литологическим средам, за исключением древней денудационной поверхности, распространяющейся на все виды эндогенного оруденения и успешнее развивается по магматическим породам.

Месторождения низкотемпературного комплекса характеризуются слабой степенью изменения вмещающих пород, тогда как в среднетемпературных месторождениях мы наблюдаем резкий контраст между составами исходных пород и метасоматитов. Этим обусловлена существенная разница в поисковых признаках. Они резче выражены для высоко- и среднетемпературных месторождений, тогда как низкотемпературные могут размещаться в слабоизмененных породах. Поэтому поиски их требуют более детальных исследований на крупномасштабной основе и перспективы обнаружения, даже в хорошо изученном Алмалыкском районе, еще достаточно велики.

Магматические критерии

Участие магматических пород в эндогенном рудообразовании имеет двоякое значение. Во-первых, магматические породы интрузивные и, особенно, эффузивные, представляют наиболее благоприятную рудовмещающую среду. Благодаря особенностям их состава и структуры, они легче подвергаются разложению, чем многие осадочные породы, возникшие в экзогенных условиях. Кроме того, в процессе осадочной дифференциации они, по сравнению с магматическими породами, оказались менее обогащенными исходными сингенетическими рассеянными рудными компонентами. Во-вторых, магматические породы служат источниками энергии, мобилизуют, перераспределяют и участвуют в процессах вторичного эпигенетического гидротермального минералообразования. Влияние этого фактора часто скрыто от наблюдения и потому вызывает споры.

Трудность получения информации о непосредственной роли интрузивов в рудообразовании приводит к поискам новых путей для объяснения процессов вторичного эндогенного минералообразования, резко отличного от экзогенного. Это отличие хорошо видно при сравнении парагенных ассоциаций и условий минералообразования в районах и периодах, где отсутствует интрузивный процесс, с районами их интенсивного развития.

Во второй главе работы мы рассмотрели вопрос о генетической связи рудной минерализации с интрузиями и указали важную роль в этом процессе даек.

Наше представление об источниках рудных компонентов разрешает споры о несоответствии масштабов интрузивных тел (особенно малых интрузий и даек) масштабам крупных гидротермальных месторождений, которые во многих регионах сопровождаются проявлениями малых интрузий. Это приводит к мысли о том, что руды и малые интрузии идут из одного, но глубокого очага и т. п.

Связь эндогенного оруденения Алмалыкского района с деятельностью порфировых гранитоидных интрузий конечных и заключительных этапов герцинского цикла описана в предыдущих главах. Эта связь явная и прямая, легко доказуема для медно-порфировых месторождений, которые синхронны с более ранними, возможно более

глубинными фациями порфировых интрузий, тяготеющими к поднятиям. Следовательно, выходы порфировых интрузий — надежный поисковый признак. Но при этом необходимо иметь в виду следующую особенность.

Мы показали выше, что во всех ксенолитах магматических пород, слагающих предверхнебашкирский структурный ярус (гранодиориты, аляскиты, кварцевые порфиры, сиенито-диориты) и заключенных в порфировых интрузиях, имеются проявления меди. Но ее промышленные запасы находятся только в крупных ксенолитах сиенито-диоритов. Кроме того, важно учесть количественные соотношения ксенолитов и порфировых интрузий. Если последние имеют большие размеры или представлены многочисленными частыми выходами (например, Шаугаз и восточная часть района), а для вмещающей среды остаются небольшие площади, то оруденение незначительное.

То же происходит, когда объемы вмещающих пород большие, а порфировые интрузии незначительны. Следовательно, необходимо учитывать и оптимальные соотношения размеров порфировых интрузий и находящихся в них ксенолитов раннегерцинских интрузий.

Это соотношение может быть правильно оценено после детального изучения, разведки с бурением скважин, так как часто на поверхности обнажаются лишь апофизы увеличивающихся с глубиной порфировых интрузий (Калмаккыр, Дальнее).

Учитывая все изложенное, перспективными на обнаружение новых месторождений медно-порфировых руд бассейна р. Алмалык представляются площади выше (южнее) устья Катранги до Бургундинского разлома. На территории развиты сиенито-диориты (одновозрастные с Калмаккырскими, но ошибочно отнесенные к верхнекарбоновому комплексу) прорванные порфировыми интрузиями. Имеются площади, на которых обнажаются или скрыты четвертичным покровом эффузивы нижнего девона в сочетании с интрузиями сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров (басс. рек Ургаз, Шаугаз, Абджаз, правобережье р. Ангрен и др.).

Связь свинцово-цинкового оруденения, заключенного в карбонатных толщах или в гранитоидах с порфировыми гранитоидами, выражена не столь отчетливо. О ней можно судить лишь по косвенным признакам. Например, среди медно-порфировых руд с примесью молибдена, золота можно встретить сульфиды свинца и цинка, сосредоточенные только в незамещенных сиенито-диоритами ксенолитах карбонатных пород. Эти и многие другие факты свидетельствуют об одновозрастности медно-порфировых и свинцово-цинковых руд, размещенных в однотипных тектонических структурах. Единство этих типов месторождений по геохимическим признакам подчеркивает и С. Т. Бадалов (1965).

Интрузивный контроль оруденения в низкотемпературном комплексе выражен еще слабее, так как интрузии в этом случае должны быть удалены от рудных зон. Иначе низкотемпературный комплекс будет неустойчив и не проявится. Связь с деятельностью интрузии устанавливается по ряду косвенных признаков: синхронности, приуроченности к однотипным (по возрасту и ориентировке) структурам, но главным образом по проявлению эндогенной минерализации, которую невозможно увязать ни с какими другими процессами, в том числе с эффузивной деятельностью, с какими-то особыми гидротермами, идущими из подкорковых очагов, с проявлениями регионального метаморфизма.

Низкотемпературная минерализация в районе располагается в слабоактивизированных депрессиях, сложенных эффузивами. Иногда она выходит и за пределы депресии, заполняет крупные региональные разломы, обновленные в поздние периоды (низкотемпературное оруденение в зонах Железного, Кумбельского, Арашанского и др. разломов).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В поисках путей, по которым можно раскрыть сущность эмпирических закономерностей размещения эндогенного оруденения в Алмалыкском рудном районе, мы попытались учесть все существующие представления о генезисе эндогенных руд, а также конкретные геологические факторы, положенные в основу тех или иных заключений.

Одни исследователи считают, что эндогенное оруденение тесно связано с проявлением интрузии, с эффузивной деятельностью. Такое заключение основывается на приуроченности большинства рудных месторождений к контактам интрузивов, к площадям их развития, к вулканическим очагам. При этом наблюдается некоторая синхронность проявления эндогенной минерализации и магматизма, геохимическая структурная преемственность и т. д.

Исходя из этого, можно допустить многоэтапность оруденения соответственно этапам магматизма.

Другие ученые категорически отрицают какую-либо генетическую связь эндогенной минерализации с конкретным проявлением интрузии. Однако делаются некоторые оговорки для высокотемпературных, преимущественно несульфидных, комплексов.

В основе таких суждений лежит явное наложение сульфидной минерализации на интрузивные тела или ранние метасоматиты. В этом случае основой являются различные тектонические структуры — крупные и мелкие разломы, межформационные границы, литологически благоприятные горизонты.

Иногда привлекается возможность извлечения рудных компонентов из огромной толщи нижележащих пород по пути движения глубинных ювенильных растворов. При этом учитываются представления о дегазации мантии, из которой наиболее легколетучие компоненты выжимаются в верхние слои земной коры.

В качестве наиболее важного аргумента сторонники отсутствия связи оруденения с интрузиями используют факт наложения сульфидной минерализации на позднегерцинские порфировые интрузии, которые, по мнению ученых, занимающих первую позицию, тесно парагенетически связаны с оруденением.

Несколько особое положение занимает вопрос о роли эффузивного магматизма в рудообразовании. Неоспоримые факты огромного выноса летучих и рудных компонентов при современном вулканизме говорят сами за себя. Но главное — это поступление из глубинных слоев на поверхность земли энергии и ювенильного материала силикатной магмы,

содержащей рудные элементы, которые впоследствии участвуют в образовании различных полезных ископаемых.

Геологические особенности Карамазара и Алмалыкского района, в частности, с его разнообразными проявлениями осадочных, вулканогенных и интрузивных пород метасоматических и рудных комплексов, являются прекрасным материалом для решения многих спорных вопросов, отмеченных выше.

Почти все рудоконтролирующие факторы, положенные в основу тех или иных представлений, влияли на формирование месторождений. В одном случае раннегерцинские интрузии представляют собой благоприятную среду для локализации руд.

В другом случае, в позднем этапе (позднегерцинские порфировые интрузивы), они оказывают температурное воздействие и способствуют формированию разнообразных метасоматических комплексов в зависимости от среды и фациальности интрузивов. В то же время структурные элементы (поднятия, депрессии, разломы, складки и т. п.) не только контролируют отдельные рудные тела, месторождения, но и обусловливают историю развития отдельных блоков, с которыми тесно связана металлогения.

Разные подходы к природе рудообразования часто связаны с задачами, которые ставят перед собой исследователи. Геологи, занимающиеся крупномасштабным прогнозированием, выявлением конкретных размеров месторождений, используют структурные критерии, которые поэтому оказываются на первом плане. Иные, более широкие критерии используются при установлении общих закономерностей, выявлений тех или иных так называемых промышленных типов месторождений, которые могут оказаться и непромышленными. В этом случае нельзя не учитывать и огромную роль интрузивов.

При рассмотрении различных позиций на эндогенное рудообразование применительно к Алмалыкскому региону возникают два основных вопроса.

Почему во всей Средней Азии только в двух сближенных полях сосредоточены промышленные объекты медно-порфировых руд, и почему только в Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоне известны алунитовые залежи. На эти вопросы мы и попытались ответить в монографии.

Сравнение истории геологического развития герцинид в геоструктурных единицах Тянь-Шаня показало своеобразие Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоны. Аналогом ее в какой-то мере является Каракумо-Таджикская зона. Своеобразие мы видим в том, что в этих зонах инверсия вертикальных тектонических движений совпала с периодами наступления тропического климата, завершением первых фаз андезитового вулканизма, формированием крупных батолитовых интрузий. Все это обусловило широкое развитие магматических пород — благоприятных рудовмещающих сред на поверхности предверхнебашкирского структурного яруса, возникшего в результате тектонических движений, после чего наступил длительный континентальный режим.

Южно-Тяньшанскую зону мы считаем малоперспективной на промышленные залежи медных, свинцово-цинковых и алунитовых месторождений в связи с тем, что инверсионные процессы здесь наступили значительно позже и только в узких полосах кордильер.

Распределение рудных полей и месторождений внутри Курамино-Ферганской зоны, их разобщенность и разнохарактерность связаны уже с усложнением геологического строения, возникновением и дискретным

развитием отдельных блоков — поднятий и депрессий. Они резко отличаются и по металлогении. В депрессии сосредоточены рудные и метасоматические комплексы, формирующиеся в низкотемпературных условиях и связанные с гранитоидными интрузиями заключительных этапов. В этот период в связи с общей консолидацией зоны, развитием трещинной тектоники с одновременным обновлением крупных пограничных разломов интрузивный процесс в основном выражен дайковыми формами, а низкотемпературная минерализация нередко контролируется протяженными разломами, выходящими и за пределы депрессии.

В результате изучения взаимоотношений даек и рудной минерализации опровергнуто мнение о том, что все рудные процессы происходили после завершения магматических. Получены бесспорные доказательства додайкового образования не только метасоматитов, но и рудной минерализации.

В депрессионных зонах, не подвергавшихся влиянию интрузивного процесса, сохранились первичные алунитовые залежи, рассматриваемые нами как сульфатный тип предверхнебашкирской латеритной коры выветривания. Типичные классические разновидности латеритных кор также имели место, но не сохранили первичный облик в связи с неоднократной активизацией блоков, особенно поднятий, на которых они могли развиваться более интенсивно и имели иной состав, чем в депрессиях.

В приподнятых блоках, т. е. поднятиях, сосредоточены высоко- и среднетемпературные рудные и метасоматические комплексы, в том числе промышленные медно-порфировые с золотом и молибденом, а также свинцово-цинковые месторождения. Они тяготеют к пограничным зонам поднятий, ограниченным крупными разломами; их апофизы или сопряженные разрывы контролируют рудные зоны, месторождения внутри рудных полей.

Медно-порфировые, а также свинцово-цинковые месторождения тяготеют к выходам порфировых интрузий, являющихся одним из главных рудоконтролирующих факторов.

Почти во всех ксенолитах пород, слагающих предверхнебашкирский структурный ярус (сланцы O—S, эффузивы $Д_1$, интрузии C_{1-2}) и находящихся среди порфировых интрузий, имеются медные проявления, которые независимо от размера, могут быть отнесены к медно-порфировому типу.

Однако для образования промышленных концентраций требуются особые редко повторяющиеся сочетания благоприятных факторов.

1. Наличие на поверхности предверхнебашкирского структурного яруса нижнедевонских эффузивов. Анализ этих эффузивов показал, что максимальную мощность они имеют в Алмалыкском рудном поле. Благодаря развитию складок большой амплитуды, вертикальная мощность эффузивов возросла здесь в 2—3 раза против нормальной.

2. Магматическое замещение эффузивов $Д_1$ гранитоидами раннегерцинского этапа. На Алмалыкском рудном поле в контурах промышленных руд нижнедевонские эффузивы почти полностью замещены интрузиями сиенито-диоритов. Их останцы имеются не только в боковых зонах, но и внутри интрузий — на глубине 100—200 *м* от поверхности. Вскрытые глубокими скважинами, незамещенные ксенолиты (скиалиты) строго повторяют форму складки, выявленной на поверхности по останцам осадочно-эффузивных толщ. Это бесспорное доказательство постскладчатости интрузивов и процесса магматического замещения.

Вертикальный размах промышленного оруденения во всех медно-порфировых месторождениях строго контролируется вертикальной мощностью нижнедевонских эффузивов, частично или полностью замещае-

мых интрузией сиенитового комплекса. Эта закономерность отчетливо проявлена на месторождении Сарычеку.

3. Наличие порфировых интрузий, сформированных после значительного погружения поверхности продуктивного структурного яруса, перекрытого, по крайней мере, отложениями андезито-дацитовой формации $C_2^{B^2}$ —C_3.

4. Сеть различных древних и обновленных крупных и мелких тектонических структур, структуры контактов также являются благоприятными факторами, контролирующими морфологию поднятий, места проявления порфировых интрузий, локализацию рудных тел.

Дальнейшие поиски должны быть направлены на выявление указанных факторов на прилегающих к Алмалыкскому рудному полю площадях и за его пределами; это требует дальнейшей детализации геологических съемок с применением для закрытых четвертичным покровом площадей картировочного бурения, а также геофизических работ, в результате которых легко выявляются границы поднятий и депрессий, зоны интенсивного выщелачивания темноцветных минералов.

Факторы, контролирующие свинцово-цинковые месторождения, общеизвестны. Это контакты карбонатных пород с раннегерцинскими интрузиями, пропилитизированные прикровельные зоны этих интрузий в сочетании с выходами поздних порфировых интрузий, в том числе дайковых форм.

Проявления золота свойственны обширным площадям, охватывающим как депрессии, так и поднятия. Это обусловливает иной подход к его поискам.

Поиски промышленных объектов потребуют значительной детализации картирования и сгущения сети опробования широкораспространенных площадей и зон гидротермальной минерализации вдоль разломов и одиночных кварцевых жил в ассоциации с другими низкотемпературными минералами. Особенно благоприятны фланги первичных алунитовых залежей, которые подвержены гидротермальной минерализации, особенно жильному окварцеванию.

Дисперсное состояние золота в рудах требует широкого применения экспрессметодов определения содержания золота в пробах.

В целом Кураминская подзона весьма перспективна на обнаружение новых месторождений.

Нужно отметить, что низкотемпературные рудные метасоматиты с флюоритом, свинцом, цинком, золотом и другими редкими элементами распространяются в верхние структурные ярусы.

В работе мы попытались раскрыть взаимосвязь осадконакопления, тектоники и магматизма, включив в эти понятия экзогенные процессы, протекающие в континентальных условиях.

Максимальное развитие этих процессов связано с периодами накопления осадочных руд алюминия, железа и их аналогов в смежных морских бассейнах.

Экзогенными преобразованиями пород, предшествующими эндогенным процессам мы попытались объяснить исключительную продуктивность и своеобразную металлогению поверхности предверхнебашкирского структурного яруса, разобщенность во времени метасоматически измененных пород и наложенных на них руд и т. д.

Все эти вопросы требуют дополнительных исследований, которые помогут установить закономерности размещения эндогенного оруденения и повысить эффективность прогнозирования.

Данная работа рассматривает лишь одну из сторон сложной проблемы изучения древних кор выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Собрание сочинений, Т. I—VI, Изд-во «Наука» УзССР, 1964—1965.

Абдуллаев Х. М. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор, Изд-во АН УзССР, 1957.

Абдуллин А. А., Касымов М. А., Львов К. А. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар, В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня», Изд-во «Наука», КазССР, 1969.

Абрамович Е. А. Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты и методы их изучения, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.

Аделунг А. С. Тектоническая карта Восточной и Центральной частей Средней Азии, В кн. «Вопросы методики, составление металлогенической и прогнозной карт Средней Азии», Изд-во «Наука» УзССР, 1964.

Адышев М. М., Калмурзаев К. С О седиментационно-диагностическом происхождении уранового оруденения в углеродисто-кремнисто-сланцевой формации, «Геол. рудн. м-ний», 1965, № 4.

Азизбеков Ш. А. К геологии серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Тогалинской группы, Изд-во АН АзербССР, 1955.

Айзенштат И. А. Золотоносные металлогенические зоны и генетические типы эндогенных месторождений Средней Азии, «Узб. геол. ж.», 1959, № 1.

Арапов В. А., Базиль В. Ф. К вопросу о возрасте послемагматического процесса в Карамазаре, «Узб. геол. ж.», 1959, № 5.

Арустамов А. А. Есенов Ш. Е., Паршин Г. Б., Штифанов В. И. Медистые песчаники Северного Джезказгана, Изд-во «Наука» КазССР, 1969.

Асаналиев У. Особенности формирования полиметаллических руд в девонских карбонатных отложениях Сумсар-Бозбутаоского района (Северная Фергана), в кн. «Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии», Л., Изд-во «Недра», 1964.

Асланян А. Т. Связь вулканической деятельности с деформациями земной коры, Докл. АН АрмССР, XVIII, 1954.

Ахмеджанов М. А. [и др.]. Карбонатные формации среднего палеозоя Алмалыкского района, «Узб. геол. ж.», 1962, № 3.

Ахмеджанов М. А. [и др.]. О тектоническом строении Алмалыкского рудного поля, «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.

Ахмеджанов М. А. [и др.]. Красноцветная формация девона Чаткало-Кураминских гор и ее меденосность, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 16, 1964.

Ахмеджанов М. А. [и др.]. О тектоническом строении Юго-Западной части Кураминского хребта, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 18, 1966.

Ахмеджанов М. А. [и др.]. Древние коры выветривания в западном и южном Тянь-Шане, В кн. «Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.

Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана (Зап. Узбекистан), т. I, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.

Афанасьев Г. Д. О петрографических исследованиях по проблеме магматизма в связи с глубинным строением земной коры и образованием полезных ископаемых, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 10.

Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа, Л., Изд-во «Недра», 1966.
Бабаев К. Л. К золотоносности Нуратау, «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1947, № 2.
Бабаходжаев С. М., Базиль В. Ф. Некоторые особенности распространения вулканогенных образований Карамазара, «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Бадалов С. Т., Туресебеков А. Новые данные о распространении ангидритогипсовых пород палеозойского возраста в Карамазаре, «Узб. геол. ж.», 1967, № 2.
Бадалов С. Т., Виноградов В. И. К вопросу об источнике серы в эндогенных месторождениях Северо-Западного Карамазара, В кн. «Изотопы серы и вопросы рудообразования», ИГЕМ АН СССР, Изд-во «Наука», 1968.
Баймухамедов Х. Н. Магматизм Зирабулакских-Зиаэтдинских гор в связи с рудоносностью, В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., Госгеолтехиздат, 1960.
Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение, Изд-во «Дониш», 1966.
Белов Н. В. Выступление на I совещании по вопросам космогении 16—19 апреля 1951 г., I совещание по вопросам космогении, Изд-во АН СССР, 1951.
Белевцев Я. Н. Проблема метаморфического рудообразования в докембрии (по материалам Украинского щита), В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, Изд-во «Недра», 1964.
Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения, «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1968.
Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв, М., Изд-во АН СССР, 1960.
Белоусов В. В. О строении и развитии тектоносферы материков, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII, М., Изд-во «Наука», 1967.
Белоусов В. В. Опутях развития геологической науки, «Сов. геология», 1963 № 1.
Бенеславский С. И. Гидрогеологический режим — важнейший фактор бокситообразования, В кн. «Коры выветривания», вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1963.
Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 17, 1965.
Бердичевская М. Е. К вопросу о меденосности цехштейновых отложений Прибалтики, В кн. «Рудоносность русской платформы», М., Изд-во «Наука», 1965.
Беус А. А. Альбититовые месторождения, В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», Изд-во «Недра», 1968.
Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев З. И. Геологические условия образования месторождений медистых песчаников (на примере Удоканского месторождения в Восточной Сибири), В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Борисов О. М. О взаимодействии кислой магмы с ксенолитами, «Зап. Кирг. отд. ВМО», вып. 4, 1963.
Бородаевская М. Б Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала, В кн. «Проблема генезиса руд», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, Изд-во «Недра», 1964.
Брагин И. К. К вопросу об истории развития структур и ее роль в выяснении закономерностей размещения оруденения на Замбаракском рудном поле, В кн. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса», Изд-во «Фан» УзССР, 1964.
Баудзе В. И. О некоторых вопросах геологии бокситов, В кн. «Вопросы геологии и геохимии бокситов», Изд-во «Наука», 1964.
Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние 10 лет (1955—1965), В кн. «Генезис бокситов», М., Изд-во «Наука», 1966.
Быховер Н. А. О значении экзогенных рудных месторождений в общем балансе минерального сырья, В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований», М., Изд-во АН СССР, 1963.
Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования, М., Госгеотехиздат, 1963.
Василевский М. М. Зональность и генезис измененных пород и оруденений в центральной Камчатской рудной зоне, Тр. лабор. вулканологии, вып. 19, 1961.
Василевский М. М. Пропилиты и оруденение, Автореферат докторской диссертации, Л., ВСЕГЕИ, 1968.
Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, Изд-во АН УзССР, 1952.
Васильковский Н. П. О геологической роли перемещения уровня мирового океана, Тр. СНИГИМСа, вып. 13, 1960.

Васильковский Н. П. О проблеме развития Земли, В кн. «Деформация пород и тектоника», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Наука», 1964.
Великославинский Д. А., Петров В. В. Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северобайкальского нагорья, в кн. «Геология докембрия», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. IV, Изд-во АН СССР, 1959.
Викторов В. Ф. Измененные околорудные породы в Алмалыкском районе и их поисковое значение, Автореферат канд. диссертации, 1965.
Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре, В кн. «Геохимия», 1961, № 1.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли, М., Изд-во АН СССР, 1959.
Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 11.
Виноградов В. И., Бадалов С. Т., Туресбеков А. О возможной роли осадочных сульфатов в эндогенном рудообразовании, «Геол. рудн. м-ний», 1969, № 1.
Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения, М., Изд-во «Недра», 1964.
Вологдин А. Г. Земля и жизнь (эволюция среды и жизни на Земле), М., Изд-во АН СССР, 1969.
Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г. Опыт применения геофизических методов при решении некоторых вопросов глубинного геологического картирования в Алмалыкском рудном районе, «Сов. геология», 1961, № 1.
Вольфсон Ф. И., Лукин Л. Н. Структурно-геологические позиции рудных полей эндогенных месторождений, В кн. «Литологические и структурные факторы размещения оруденений в рудных районах», М., Изд-во «Недра», 1964.
Воробьева О. А. Генетические особенности минерализации щелочных пород, В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Воронич В. А. О существовании поперечной рудоносной зоны в Южном Тянь-Шане, «Сов. геология», 1964, № 6.
Воронич [и др.]. «Рудоносность магматических комплексов Узбекистана, Тезисы I Среднеаз. рег. петрогр. совещ., Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Гаврикова С. Н., Бахтеев М. К. Геология некоторых массивов вторичных кварцитов Коунрадского района (сев.-западн. Прибалхашье), «Геол. рудн. м-ний», 1965, № 4.
Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад, Госгеолтехиздат, 1957.
Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом, Сб. научн. трудов к XXII сессии МГК, Главгеология УзССР, вып. 4, 1964.
Герасимовский В. И., Тузова А. М. К геохимии хлора в нефелиновых сиенитах, В кн. «Геохимия», 1964, № 9.
Германов А. И. О возможности участия подземных вод в гидротермальном рудообразовании, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 6.
Гинзбург А. И. [и др.]. Редкометальные карбонаты, «Геол. м-ний редких элементов», Тр. ВГИМСа, М., Госгеолтехиздат, 1957.
Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе, В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2, М., Гостехгеолиздат, 1957.
Гинзбург И. И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений, «Геол. рудн. м-ний», 1961, № 5.
Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация, В кн. «Кора выветривания», вып. 6, Изд-во АН СССР, 1963.
Гинзбург И. И., Наждакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов в Бразилии и Русской платформы, В кн. «Кора выветривания», вып. 4, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Глазовская М. А., Муканов К. М. Совещание по геологическим методам поисков медно-колчеданных оруденений, «Геохимия», 1960, № 4.
Гладковский А. К., Ушатинский И. Н. Минеральный состав латеритных и осадочных бокситов, В кн. «Латериты», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Глейзер Л. М. К ритмостратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского хребта, «Узб. геол. ж.», 1967, № 2.
Годлевский М. Н. Магматические месторождения, В кн. «Генезис эндогенных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1964.
Голованов И. М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза Кургашинкана, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Голованов И. М., Землянов А. А., Мусин Р. А. Эндогенная металлогения

меди Узбекистана на основе прогнозно-металлогенической схемы, Тезисы V Всесоюзного металлоген. совещания, Изд-во «Илим», 1968.
Головин Е. М. Результаты определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Средней Азии и опыт их возрастной корреляции, Тезисы I Среднеаз. рег. петр. совещ., Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Головенок В. К., Пушкин Г. Ю. О находке докембрийских бокситов, «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 1.
Горецкая Е. М. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур, В кн. «Проблемы вулканизма», Изд-во АН АрмССР, 1959.
Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений, Тр. ВИМСа, № 5, М., Госгеолтехиздат, 1960.
Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций, «Геол. рудн. м-ний.», 1964, № 6.
Горжевский Д. И., Козоренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом, М., Изд-во «Недра», 1965.
Горьковой О. П. Диабазовые дайки Кураминских гор, Изд-во АН УзССР, 1961.
Горьковой О. П., Уломов В. И. Некоторые выводы о взаимосвязи магматических проявлений и глубинного строения земной коры, «Узб. геол. ж.», 1967, № 3.
Григорьев Д. П. Использование онтогонии минералов в петрографии, В кн. «Методы петрографических исследований и геологическая интерпретация их результатов», Изд-во «Недра», 1966.
Гриднев Н. И. Распространение медистых песчаников в кайнозойских молассах Средней Азии, «Узб. геол. ж.», 1958, № 4.
Гриднев Н. И., Чистяков П. А. О новых находках медистых пород в Южно-Таджикской депрессии, ДАН УзССР, 1961, № 1.
Грушкин Г. Г. Некоторые особенности формирования флюоритовых месторождений, «Геол. рудн. м-ний», 1964, № 1.
Гуткин Е. С., Радченко Ю. М. Тектоника Северо-Уральского бассейна, ее связь с бокситовым оруденением, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 5.
Деды В. Ю. О подзоне выщелачивания зоны окисления медно-порфировых месторождений, «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
Дербиков И. В. К проблеме генезиса контактово-метасоматических месторождений железа (на примере Урало-Саянской области), «Сов. геология», 1968, № 10.
Джантуганов Н. И. К вопросу об источнике рудного вещества на примере Алмалыкского района, «Узб. геол. ж.», 1967, № 4.
Домарев В. С. Основные черты металлогении меди, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, М., Изд-во АН СССР, 1959.
Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании, «Сов. геология», 1967, № 4.
Доценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков, М., Изд-во «Недра», 1965.
Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1966.
Ефремова С. В. О типах даек гранит-порфиров и условиях их формирования, Вопросы петрографии Казахстана, М., Изд-во «Наука», 1966.
Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара, Тр. ИГЕМ, вып. 14, Изд-во АН СССР, 1959.
Жариков В. А. К развитию теории процессов скарнообразования, «Геол. рудн. м-ний.», 1965, № 4.
Жильцов Ю. К. Простирание геологических структур и перемещение полюсов, «Узб. геол. ж.», 1961, № 3.
Заридзе Г. И. Метасоматиты и рудообразование, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 1.
Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг, «Сов. геология», 1963, № 3.
Иванов В. В. Гидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны, Автореферат докт. диссер., 1965.
Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма, В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, Изд-во «Недра», 1964.
Иванкин П. Ф. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений рудного Алтая, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Ивантишин М. Н. Металлогения докембрийских щитов мира, В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», ч. I, Изд-во АН УССР, 1960.
Изох Э. П. Послегранитовые дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению, «Сов. геология», 1958, № 10.

Исамухамедов И. М. Петрология Нуратинского батолита, Изд-во АН УзССР, 1955.
Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород на примере Хибинского щелочного массива, Тр. Кольского филиала АН СССР, Л., Изд-во «Наука», 1957.
Кадыров М. Х. Петрография и некоторые геохимические особенности вулканогенных образований среднего и верхнего карбона центральной части Кураминского хребта, Автореф. канд. дисс., Изд-во АН УзССР, 1968.
Казаринов В. П. Некоторые спорные вопросы теории литогенеза, «Сов. геология», 1967, № 1.
Казицын Ю. В. Гипотеза природы металлогенической специализации и некоторые ее минералого-геохимические аспекты, «Зап. Всес. мин. об-ва», 1965, вып. 1.
Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные формации восточной части Алайского хребта, В кн. «Геохимия кремнезема», М., Изд-во «Наука», 1966.
Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов в геосинклинальных областях, В кн. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.
Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, М., Изд-во АН СССР, 1960.
Каххаров А. Петрохимическая характеристика магнетитовых скарнов юго-западной части Кураминского хребта, «Узб. геол. ж.», 1958, № 3.
Кашкай М. А. Алунитовые месторождения, их классификация и сопутствующие процессы, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 7.
КашкайМ. А. Алунитовые метасоматиты и условия их образования, В кн. «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму», Л., 1966.
Каюпов А. К., Каипов А. Д. Минеральные фации вторичных кварцитов рудного поля золото-медно-колчеданных месторождений Акбасту и Кусмурун (Центральный Казахстан), В кн. «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму», Л., 1966.
Коннов Л. П. Перспективы поисков и разведки бокситовых руд и высокоглиноземистого сырья в районах Средней Азии, «Сов. геология», 1960, № 2.
Константинов Р. М. [и др.]. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов, М., Изд-во «Недра», 1965.
Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений, В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Тр. I Всес. петр. совещания, М., Изд-во АН СССР, 1955.
Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петров М. А. Вулканические породы и методика их изучения (на примере краснокаменных вулканогенных образований Казахстана), М., Изд-во «Недра», 1966.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов, В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1953.
Коржинский Д. С. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности, ДАН СССР, 133, 1960, № 25.
Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность при магматических процессах, В кн. «Проблема гранитогнейсов», Докл. сов. геологов, XXI сессия МГК, Изд-во АН УССР, 1960.
Коржинский Д. С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах, «Тр. Уральск. петр. совещания», Свердловск, 1963.
Коржинский Д. С. Постмагматический метасоматоз, В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», Изд-во АН СССР, 1965.
Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденение гипербазитовых массивов, «Геол. рудн. м-ний.», 1966, № 2.
Королев А. В. Избранные труды, т. I, Изд-во АН УзССР, 1965.
Корякин А. С. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания, В кн. «Проблемы осад. геологии докембрия», М., Изд-во «Недра», 1967.
Котляр В. Н. Оруденение и вулканизм (типы вулканогенных месторождений), В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Кочнев Е. А. Палеогеографические закономерности размещения некоторых полезных ископаемых в осадочных формациях на территории Узбекистана и сопредельных районов, Автореф. канд. диссерт., 1966.
Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблемы крупных горизонтальных движений земной коры, «Сов. геология», 1961, № 5.
Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII, М., Изд-во «Наука», 1967.

Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы Урала, М., Изд-во АН СССР, 1939.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций, Изд-во «Недра», 1964.
Кулешова И. Я., Мусин Р. А., Мустафин К. Т. Особенности минеральных ассоциаций и генезис золоторудных и сурьмяных месторождений Кассанского района, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 14, 1960.
Курсанов Г. А. О значении логических принципов для прогресса науки, В кн. «Методологические проблемы науки», М., Изд-во «Наука», 1964.
Кустарникова А. А. Петрология акчинского интрузива, Автореф. канд. диссертации, 1968.
Кухаренко А. А. К геохимии титана в щелочно-ультраосновных магматических комплексах, В кн. «Вопросы магматизма и металлогении», т. I, Изд-во Ленинград, ун-та, 1963.
Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении, «Геол. рудн. м-ний», 1961, № 6.
Лаверов Н. П., Беликов Б.П., Иванов И. Б. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 10.
Лазаренко Е. К. Некоторые минералогические критерии при изучении метаморфических формаций в связи с установлением их осадочного генезиса, М., Изд-во «Недра», 1967.
Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 4.
Лебедев В. И., Синицин В. М. Солнечная энергия и проблема образования сиалического слоя земной коры, «Бюлл. Моск. об-ва исп. природы», отд. геол., 43, № 1, 1968.
Левин Б. Ю. Взаимоотношение астрономии, геофизики и геологии при изучении Земли, В кн. «Взаимодействие наук при изучении Земли», М., Изд-во «Наука», 1964.
Левицкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья, Изд-во «Наука», 1964.
Личков Б. Л. Природные воды Земли и литосфера, «Зап. геогр. об-ва СССР», нов. сер., М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения, Ср. Урал, Тр. ИГН АН СССР, вып. 134, сер. рудных месторождений, 1951, № 15.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчерские и другие, Тр. ЦНИГРИ, М.—Л., 1963.
Лукашев К. И., Лукашев В. К. Использование геохимических данных для решения проблемы палеогеологии, «Мат. к сов. по геохимии гипергенеза», Тезисы докл., Минск, 1964.
Лурье А. М. Меденосность осадочного чехла русской платформы, В кн. «Рудоносность русской платформы», М., Изд-во «Наука», 1965.
Магакьян И. Г. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Пиджян Г. О. Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР, В кн. «Закономерности полезных ископаемых», т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Малахов А. А. Развитие основных принципов в генетической систематике эндогенных полезных ископаемых, В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. 1, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Малеев Е. Ф. Вулканоплутонические и рудные формации Закарпатья, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 10.
Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород, М., Изд-во «Наука», 1965.
Марниц И Э. Группа полиметаллических месторождений Кургашинкан, «За недра Средней Азии», 1937, № 7.
Мархинин Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 2.
Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение, Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1962.
Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа, Тр. ЦНИГРИ, вып. 27, 1937.
Мельничук Э. В. Миграция элементов в коре выветривания и вопросы количественной оценки, Мат. к сов. по геохимии гипергенеза, Тезисы докл., Минск, 1964.
Мирошников А. К. Общие геологические закономерности строения и размещения

пластовых месторождений меди в земной коре, Мат. к совещ., «Общие закономерности геологических явлений», вып. I, Л., ВСЕГЕИ, 1966.
Мирходжаев И. М. Околорудный метаморфизм и его роль в типизации полиметаллических месторождений Кураминского хребта, «Узб. геол. ж,». 1961, № 2.
Мирходжаев И. М. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта, «Узб. геол. ж.», 1961, № 6.
Мирходжаев И. М., Раджабов Ф. Ш. Некоторые вопросы петрохимии вулканогенных интрузивных пород верхнего палеозоя Кураминской подзоны, «Узб. геол. ж.», 1961, № 4.
Михайлова Ю. В. Сравнительная геохимическая характеристика сульфидных рудопроявлений Чакчарских и Яккобагских гор, Автореф. канд. дисс., 1966.
Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов, Изд-во «ФАН» УзССР, 1969.
Мусин Р. А. Вопрос о возрасте известняковых толщ Туркестанского хребта, вмещающих корундовые образования, и его значение в понимании генезиса наждаков, «ДАН УзССР», 1951 № 10.
Мусин Р. А. К вопросу о возрасте и происхождении корундов Южно-Нуратинского хребта, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 6, 1954.
Мусин Р. А. К вопросу о дифференциальном метаморфизме и метаморфической дифференциации, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 4, 1956.
Мусин Р. А. Генетические типы корундовых руд как разновидности глиноземистых формаций, Изд-во АН УзССР, 1957.
Мусин Р. А. О формационном подходе к изучению месторождений полезных ископаемых (глиноземистые формации), «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 2.
Мусин Р. А. О гидротермально измененных породах медно-молибденового месторождения Калмаккыр (Алмалык), «Узб. геол. ж.», 1958, № 2.
Мусин Р. А. О Всесоюзной сессии по закономерности распределения медно-порфировых и медно-колчеданных руд, «Узб. геол. ж.», 1960, № 4.
Мусин Р. А. К разработке научных основ поисков глиноземного сырья, «Узб. геол. ж.», 1964, № 1.
Мусин Р. А. Глиноземистая формация, «Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана», Тр. геологов Узбекистана к XXII сессии МГК, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Мусин Р. А. Литогенез и эндогенное рудообразование, «Узб. геол. ж.», 1966, № 6.
Мусин Р. А. О чем говорят названия рек, горных вершин и перевалов (на узбекском языке), Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Мусин Р. А. Литогенез и эндогенные оруденения (статья вторая), Тезисы V Всес. металлогенического совещания, Изд-во «ИЛИМ», 1968.
Мусин Р. А. Вторичные (алунитовые) кварциты Курамино-Ферганской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня и связанные с ним рудообразования, В кн. «Проблемы метасоматоза», ВСЕГЕИ—НТГО, Л., 1960.
Мусин Р. А., Ярмухамедов А. Р. Вулкано-плутонический комплекс нижнего и среднего карбона Кураминской подзоны как источник и среда для накопления алюминиевого сырья, Материалы симпозиума по пробл. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность», Алма-Ата, 1966.
Мусин Р. А., Голованов И. М. Древняя кора выветривания на эффузивах верхнего палеозоя и скарново-рудных образованиях Кураминской подзоны, «Кора выветривания», вып. 8, М., Изд-во «Наука», 1966.
Мусин Р. А., Матчанов Дж. О взаимоотношении даек и руд в Алмалыкском районе, «Узб. геол. ж.», 1967, № 3.
Мусин Р. А., Моисеева М. И. Формации алунитов, В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. 2, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Мусин Р. А., Мансуров М., Матчанов Дж. О взаимоотношении даек диабазовых порфиритов и золоторудных жил в Чадакском рудном поле (Зап. Тянь-Шань), «Узб. геол. ж.», 1968, № 4.
Мустафин К. Т. Рудоносность и металлогенические особенности Кассанского района, «Изв. АН КиргССР», серия ест.-техн. наук, т. II, вып. I, 1960.
Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях, М., Изд-во АН СССР, 1963.
Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР, Изд-во «Недра», 1964.
Наливкина Э. Б. Критерии последовательности образования минералов, В кн. «Методы петрографических исследований и геологическая интерпретация их результатов», ВСЕГЕИ, Л., Изд-во «Недра», 1966.
Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана, Госгеолтехиздат, 1961.
Нечелюстов Н. В., Шехтман П. А., Шихин Ю. С. Геологические особенности размещения полиметаллических месторождений Западного Карамазара, Мат-лы по геологии цветных, редких и благородных металлов, Тр. ЦНИГРИ, 1958, № 3.

Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения, «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1968.
Никифоров Н. А. Условия размещения и вопросы методики прогнозирования ртутно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня, Изд-во «ИЛИМ», КиргССР, 1969.
Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 1.
Новохатский И. П. О металлогении железа и марганца и методике составления металлогенических и прогнозных карт на железные и марганцевые руды в Центральном Казахстане, Мат-лы научн. сессии по металлогеническим и прогнозным картам, Изд-во АН КазССР, 1958.
Нуралин Н. Н., Сафаргалиев Г. С., Сейфулин С. Ш. [и др.]. Еще раз к вопросу о генезисе Джезказганского месторождения, «Геол. рудн. м-ний», 1964, № 1.
Обручев С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР, «Геология докембрия», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, Изд-во «Недра», 1964.
Островский В. Н. Формирование подземных вод и теория литогенеза, «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 5.
Павлов А. Л., Ревердатто В. В. О генезисе магномагнетита, «Геология и геофизика», 1965, № 12.
Пачаджанов Д. Н. Геохимическая связь тантала, ниобия и титана в бокситах, «Геохимия», 1964, № 9.
Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса, МОИП, 1941.
Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 3.
Пейве А. В., Страхов Н. М., Яншин А. Л. Некоторые важнейшие задачи в области теоретической геологии, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 10.
Перваго В. А. Проблемные вопросы геологии Урала, Тр. I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.
Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Гуркестано-Алтая, М., Изд-во «Наука», 1964.
Петерсилье И. А. Газовая составляющая некоторых геологических формаций Кольского полуострова и кристаллического фундамента отдельных площадей Западной Сибири, В кн. «Генезис щелочных пород», Тр. III Всес. петр. совещ., М., Изд-во «Наука», 1964.
Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 3.
Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания, М., Изд-во «Наука», 1967.
Петров Н. П. Неметаллические полезные ископаемые во вторичных кварцитах Центральной части северо-восточного Казахстана, Тр. СазПИ, вып. 4, 1940.
Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР, В кн. «Генетические проблемы руд», Докл. сов. геологов, XXI сесс. МГК, М., Госгеолтехиздат, 1960.
Поваренных А. С. Кристалло-химическая классификация минеральных видов, Изд-во «Наукова думка», 1966.
Покровский А. В. О механизме формирования Алмалыкского сиенито-диоритового массива, «Узб. геол. ж.», 1959, № 2.
Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири, «Геол. рудн. м-ний», 1967, № 1.
Попов А. И., Попов В. И., Филипов А. А. [и др.]. Южно-Тяньшанский меловой меденосный пояс, В кн. «Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии», Л., Изд-во «Недра», 1964.
Попов В. И. История развития депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня, Изд-во Комитета Наук УзССР, 1939.
Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры, Изд. СамГУ, 1960.
Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций, Классификация формаций, Л., Изд-во «Недра», 1966.
Попов В. И., Рыжков О. А. О вращении простираний разновозрастных структур против часовой стрелки, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 8, 1955.
Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса, В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геол., XXII сессия МГК, М., «Недра», 1964.
Попов В. М. Проблемы рудообразования на VII Всесоюзном литологическом совещании, «Геол, рудн. м-ний», 1966, № 3.
Поспелов Г. Л. Об «очаговой зоне» земной коры, «магматогенной короне Земли»,

«ареалах магматизма» и «структурных ассоциациях интрузивов», «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 3.
Поспелов Г. Л. О явлениях магматического замещения в субэффузивной фации, В кн. «Проблема гранитогнейсов», Докл. сов. геол., XXI сессия МГК, Изд-во АН СССР, 1960.
Прохоров В. Г. Элементы-примеси в пиритах и возможности использования пиритов при поиске рудных месторождений, «Геология и геофизика», 1965, № 9.
Пустовалов Л. В. К вопросу о путях развития геологической науки, «Сов. геология», 1962, №1.
Пустовалов Л. В. О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки, «Сов. геология», 1964, № 5.
Раджабов Ф. Ш Основные этапы магматизма, В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор», Изд-во АН УзССР, 1958.
Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии, В кн. «Вопросы металлогении», Докл. сов. геол., XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1965.
Разумова В. Н., Херасков Н П., Черняховский А. Г. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале, Тр. ГИН АН СССР, вып. 77, 1963.
Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П. [и др.]. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках мирового океана, «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3.
Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы, Изд. Львов. ун-та, 1959.
Рехаревский В. И. Особенности проведения Mo, U, Cu в породах Юго-Западной части Северного Тянь-Шаня, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 1.
Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы, «Геохимия», 1964, № 8.
Рожков И. С. Древняя кора выветривания на кимберлитовых породах, В кн. «Кора выветривания», вып. 6, М., Изд-во АН СССР, 1963.
Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Русаков М. П., Чолпанкулов Т. Ч. Совещание по вторичным кварцитам, Вестн. АН КазССР, 1959, № 3.
Русаков М. П., Сраилов Т. Медно-порфировые руды массива вторичных кварцитов Кушокны, «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 4, 1962.
Салоп Л. И. Геохронология докембрия и особенности раннего этапа развития Земли, В кн. «Геология докембрия», Докл. сов. геол., XXII сессия МГК, Изд-во «Недра», 1964.
Сапожков Д. Г. К истории прогноза осадочных рудных месторождений, М., Изд-во АН СССР, 1961.
Сатпаев К. И. Комплексные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана, Мат-лы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам, Изд-во АН КазССР, 1958.
Сатпаев К. И. Металлогенические особенности и закономерности в проявлении эндогенной концентрации меди в недрах Центрального Казахстана, В кн. «Металлогенические и прогнозные карты», Тр. объед. научн. сессии по металлог. и прогнозн. картам, Изд-во АН КазССР, 1959.
Севастьянов В. Г. О магматических породах субвулканических фаций северо-восточной части Заилийского Алатау, Мат-лы по геологии и пол. ископ. Южн. Казахстана, вып. 3 (28), Изд-во «Наука» КазССР, 1965.
Семенов А, И., Старицкий Ю. Г. Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. VIII, М., Изд-во «Наука», 1967.
Семененко Н. П. Металлогения докембрийского щита складчатых зон Украины, В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», ч. I, Изд-во АН УССР, 1960.
Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах, Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
Сердюченко Д. П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 8.
Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах, условия образования редкоземельных минералов в древних осадочных породах, В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород», М., Изд-во АН СССР, 1961.
Сердюченко Д. П. О гипергенных процессах при формировании древних кор выветривания, Мат-лы к совещанию по геохимии гипергенеза, Тезисы докладов, Минск, 1964.

Сердюченко Д. П. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геологические и минералого-петрографические особенности, В кн. «Геология докембрия», Докл. сов. геол., XXIII сессия МГК, Л., Изд-во «Наука», 1968.
Сигов А. П. Основные эпохи корообразования Урала, их металлогения, Тезисы докладов к межведомственному совещанию ко корам выветривания Урала, Свердловск, 1966.
Сидоров С. С. О стадийном характере поствулканического гидротермального изменения пород на примере алунитизации, Тр. Института вулканологии СО АН СССР, вып. 24, М., Изд-во «Наука», 1967.
Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне, «Вопросы минералогии осадочных образований», Кн. 3, 4, Львов, 1956.
Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова, Л., Изд-во АН СССР, 1962.
Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия, В кн. «Вопросы литологии и рудоносности докембрийских метаморфических толщ, М., Изд-во «Недра», 1967.
Сидоренко А. В. Геология сегодня и завтра, «Правда», 6 июня 1967, № 157 (17839).
Сидоренко А. В., Лунева О. Н. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ, М., Изд-во АН СССР, 1961.
Сикстель Т. А. О континентальных отложениях перми в Средней Азии, Сб. научных трудов Мин. геологии УзССР, вып. 4, XXII сессия МГК, 1964.
Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медно-колчеданном типе в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма, В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геол., XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Смирнов В. И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау, Тр. МГРИ, ОНТИ, М.—Л., 1939.
Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 10.
Смирнов В. И. Очерки металлогении, М., Госгеолтехиздат, 1963.
Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей, В кн. «Вопросы металлогении», Докл. сов. геол., XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1965.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых, М., Изд-во «Недра», 1969.
Смирнов В. И. Вопросы геологии рудных месторождений на II сессии Тихоокеанского научного конгресса в Токио, «Геол. рудн. месторождений», 1967, № 1.
Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования супбаринных вулканогенных геосинклинальных комплексов, В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геол., XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1965.
Смирнов В. И. Колчеданные месторождения, В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1968.
Смирнов С. С. Зоны окисления сульфидных месторождений, Изд-во АН СССР, 1951.
Снежко Е. А. Некоторые вопросы закономерностей размещения медно-колчеданных руд на Северном Кавказе, В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Соболев Н. В. Ксенолит эклогита с рубином, ДАН СССР, 1964, № 6.
Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород, Зап. Всес., мин. об-ва, вып. 2, 1957.
Сопко П. Ф. О соотношениях колчеданного свинцово-цинкового и баритового типов оруденения, В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Срайлов Т. Типы вторичных кварцитов северо-восточной части Центрального Казахстана, Тр. ИГН АН КазССР, т. 4, 1961.
Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли, Тр. ГИН АН СССР, вып. 73, 1947.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 5.
Страхов Н. М. Еще раз о так называемой вулканогенной гипотезе бокситообразования, «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 3.
Стратиграфия Узбекской ССР, книга I, «Палеозой», Изд-во «Наука», УзССР, 1965.
Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, Изд. Ленинград, ун-та, 1964.
Сургутанова Д. М. Типы разрезов красноцветной толщи девона Чаткальской подвижной зоны и закономерности их размещения, «Узб. геол. ж.», № 4.
Таджибаева П. Т. Литологические исследования Джезгазганского месторождения, Изд-во АН КазССР, 1964.
Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, М., Госгеолтехиздат, 1955.

Таусон Л. В. О сборнике «Металлогеническая специализация магматических комплексов», «Геол. рудн. м-ний», 1966, № 3.
Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенной основе), М., Изд-во «Недра», 1966.
Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии, М., Госгеолтехиздат, 1961.
Терентьева К. Ф. Редкие элементы в бокситах, В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 6, М., Госгеолтехиздат, 1959.
Троянов М. Д. Медистые породы осадочного происхождения в верхнедевонских отложениях бассейна р. Чаткал, (Зап. Тянь-Шань), «Узб. геол. ж.», 1966, № 4.
Тугаринов А. И. Изотопный состав свинца как один из возможных геохимических поисково-оценочных признаков, В кн. «Геохимические поиски рудных месторождений СССР», М., Госгеолтехиздат, 1957.
Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций, В кн. «Геохимия земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1963.
Тулугенов Т. Роль структурных факторов и физико-механических свойств пород в размещении оруденения в Саукбулакском рудном поле, Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1964.
Тюрин Б. Л. Месторождения гиббситовых бокситов Казахстана и методика их поисков (геология, горное дело, металлургия), Казахский горно-металлургический институт, Сб. научных трудов, № 14, М., Металлургиздат, 1956.
Уклонский А. С. Алуниты и квасцы Средней Азии и проблема их использования, «Минеральные богатства Средней Азии», ОНТИ, Химтеоретиздат, 1935.
Уклонский А. С. Минералогическая гипотеза формирования Земли, Минералог. сборник Львовского геол. об-ва, вып. I, 1964, № 18.
Урунбаев К. У. [и др.]. Распределение редких щелочей и таллия в вулканогенных образованиях Кураминской подзоны (Западный Тянь-Шань), «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций, «Проблемы магмы и генезиса пород», М., Изд-во АН СССР, 1963.
Ушев А. Медно-молибденовое месторождение «Медет» в Народной республике Болгарии, «Разведка и охрана недр», 1964, № 4.
Федорова И. Б. Пути и методы составления прогнозной карты в Алмалыкском районе, «Вопросы методики составления металлогенич. и прогн. карт Средней Азии», Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Федорчук В. П. О вторичных месторождениях ртути и сурьмы, «Изв. АН КиргССР», Естествен. и техн. науки, т. II, вып. 9., 1960.
Федорчук В. П. О генезисе низкотемпературных месторождений, В сб. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Фишкин М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Березовского холмогорья в Закарпатье, Минералог. сборник Львовского геол. об-ва, № 12, 1958.
Хаджиев Т. Ш. Измененные породы и первичные ореолы рассеяния Кумышканского рудного поля как индикаторы скрытого оруденения, Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1965.
Хан Д. Т. К вопросу о многоэтапности минерализации Лашкерек-Гушсайского рудного поля (Кураминский хребет), «Узб. геол. ж.», 1968, № 1.
Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа, «Сов. геология», 1965, № 7.
Хаин В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития коры, «Деформация пород и тектоника», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Наука», 1964.
Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Изд-во АН УзССР, 1958.
Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, Изд-во «ФАН» УзССР, 1969.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Характер проявления постмагматизма в Западном Узбекистане и Чаткало-Кураминском регионе, «Зап. Узб. отд. «ВМО», вып. 14, 1962.
Хамрабаев И. Х., [и др.]. Геолого-геохимическое сопоставление колчеданных проявлений Центральных Кызыл-Кумов с некоторыми Южно-Уральскими колчеданными месторождениями, «Узб геол. ж.», 1964, № 4.
Хамрабаев И. Х., [и др.]. Сравнительная характеристика золоторудных проявлений Центральных Кызылкумов и Восточной части Чаткальского хребта, В кн. «Металлогения Тянь-Шаня», Тезисы докладов к V Всесоюзн. металлогенич. совещанию, Изд-во «ИЛИМ», 1968.
Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. О фациях глубин-

ности гранитоидов (на примере гранитоидных комплексов Узбекистана), «ДАН» СССР, т. 187, 1969, № 31.
Харкевич Д. С. Обзор представлений о металлогенической классификации складчатых областей и платформ, «Узб. геол. ж.», 1960, № 4.
Холодов В. Н. Некоторые вопросы поведения редких и рассеянных элементов в осадочном процессе, «Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов», Тр. ИМГРЭ, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1959.
Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ, Тр. ВНИГРИ, вып. 116, М., Госгеолтехиздат, 1958.
Хрущов Н. А. Классификация месторождений молибдена, «Геол. рудн. м-ний», 1959, № 6.
Хрущов Н. А., Покалов В. Г. Некоторые закономерности размещения месторождений молибдена в связи с другими полезными ископаемыми, «Генетические проблемы руд», Доклады сов. геологов, XXI сессия МГК, М., Госгеолтехиздат, 1960.
Чолпанкулов Т. Ч. К генезису вторичных кварцитов массива Аулие-Шокы в северо-западном Прибалхашье, «Вестн. АН КазССР», 1958, № 8.
Чурилина Н. Н., Фоминых Н. Я. Изменение вмещающих эффузивов некоторых колчеданных месторождений Среднего Урала, «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», Тр. I Уральск. петр. совещания, Свердловск, 1963.
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре, М., Изд-во АН СССР, 1955.
Чухров Ф. В. О зональности и некоторых других особенностях Восточно-Каунрадского молибденового месторождения, «Материалы к Всес. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел», М., Госгеолтехиздат, 1958.
Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана, «Проблемы генезиса руд», Доклады сов. геологов, XXII сессия МГК, Изд-во «Недра», 1964.
Шабынин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах, «Геол. рудн. м-ний», 1961, № 3.
Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканических пород и формаций «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 5.
Шаталов Е. Т. [и др.]. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов, М., Изд-во «Недра», 1965.
Шейнманн Ю. М. Древнейшие структуры платформы и их значение для общей тектоники, «Сов. геология», 1959, № 3.
Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаев Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация, «Геология месторождений редких элементов», Тр. ВИМС, вып. 12—13, М., Госгеолтехиздат, 1961.
Шер С. Д. К вопросу об источнике кварца в жильных месторождениях, «Изв. Высших учебных заведений», Геология и разведка, 1963, № 1.
Щерба Г. Н., Жилинский Г. Б. Формация вторичных кварцитов, «Геология, редкометальные формации и оловоносные районы Центрального Казахстана», Мат-лы к металлог. и прогн. картам Центр. Казахстана, Алма-Ата, 1956.
Щербаков Ю. Г. Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидах и месторождениях, В кн. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, М., Изд-во «Недра», 1964.
Щербаков Д. И., Афанасьев Г. Д. О некоторых задачах в связи с познанием глубоких недр Земли, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 10.
Щербаков В. В. Значение форм переноса химических элементов в образовании руд, «Геол. рудн. м-ний», 1966, № 5.
Шило Н. А., Сидоров А. А. Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока, Тр. Сев.-Восточн. комплексн. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 30, 1967.
Шаталов Е. Т. Основные научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт, «Закономерности размещений полезных ископаемых», т. VII, М., Изд-во «Наука», 1967.
Шипулин Ф. К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения, Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1957.
Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями «Геол. рудн. м-ний», 1963, № 2.
Шипулин Ф. К. Об изотопах серы в рудах Дашкесана, В кн. «Изотопы серы и вопросы рудообразования», М., Изд-во «Наука», 1967.
Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразования (на примере Дашкесана), ИГЕМ АН СССР, Изд-во «Наука», 1968.
Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород, УФАН СССР, Тр. Ин-та геологии, вып. 72, Свердловск, 1964.

Юдин В. Т. О верхнепалеозойских депрессионных структурах Кураминской подзоны, Докл. АН УзССР, № 10, 1967.
Юдин В. Т. Верхнепалеозойские вулканогенные формации северных склонов в юго-западной части Чаткальского хребта, «Узб. геол. ж.», 1968, № 6.
Яковлев Г. Ф. Тектонические закономерности размещения полиметаллических месторождений рудного Алтая, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых, том V, Изд-во АН СССР, 1962.
Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород рудного Алтая, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 10.
Яковлева М. Н., Шуршалина М. А. Рн в качестве показателя природы аномальных содержаний рудных элементов в коре выветривания, В кн. «Миграция химических элементов при процессах выветривания (по экспериментальным данным)», ИГЕМ. М., Изд-во «Наука», 1966.
Якубов Д. Х. Главнейшие разломы юго-западной части Кураминского хребта, Изд-во «ФАН» УзССР, 1969.
Яншин А. Л. Дискуссионные вопросы развития геологических наук, «Сов. геология», 1966, № 4.
Янов Э. Н. О перемещении полюсов Земли, Мат. к совещанию «Общие закономерности геологических явлений», вып. I, Л., 1965.
Ярмухамедов А. Р. Некоторые петролого-геохимические особенности вулканогенно-осадочного комплекса верхнего намюра Алмалыкского района, В кн. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана», Изд-во АН УзССР, 1963.
Ярмухамедов А. Р. Особенности строения и петрографическая характеристика некоторых субвулканических тел (жерловая фация минбулакской свиты) Алмалыкского района, В кн. «Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Яржемский Я. Я. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа, «Литология и полезн. ископаемые», 1964, № 6.
Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня, Автореф. канд. дисс., 1966.
Daly R. A. Igneus roks and the depts the Earth, N.-Y.—London, 1933.
Emmons, W. H., Principles of Economic Geology, New-York—London, 1940.
Emmons, W. H., Relation of metalliferous lod system to igneuss intrusives: Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., vol. 74, 1927.
Fox, C., Bauxite and aluminous Laterite: London, p. 29, 1932.
Graton, L. C. Nature the ore—forming fluid «Econ. Geology», Suppl. to No. 2, 1940.
Iwao Shuichi, The Alunite deposits of Japan: Japan Geol. Surv. Report, no. 130, 1949.
Heier, K. S., and Taylor, S. K., 1964, A note on the geochemistry of alkaline rocks: Norsk Geol. Tidsskr, vol. 44, no. 2, 1964.
Kerr, G., Hydrothermal alteration and weathering: Geol. America, Spec. Paper, vol. 62, pp. 525—543, 1955.
Lovering, T. S. et al., Rock alteration as a Gaide of Ore—East Tintic District, Utah; Econ. Geol. Mon. I, 1949.
Sainsbury, C. L., Metallization and post—mineral hypogene argillization Lost River tin mine. Alaska: Economic Geol., vol. 55, no. 7, 1960.
Serkies, I., Obere I., Idrikowski, A., The geochemical bearings of the genesis of Zechstein copper deposits in southwest Poland as exemplified by the studies on the Zechstein of the Leszcryna syncline: Chem. Geol., no. 3, pp. 217—232, 1967.
Shniderhöhn, H., Lehrbuch der Errlagerstättenkunde, Bd. I, Zena 1941.
Shniderhöhu, H., Metallepochen, Metallprovinzen und Sekundärhydrotherhermale Vörgnge, Red. Soc. Miner. Italiana, t. 7, Pavia, 1951.
Schwartz, G. M., Hydrothermal alteration: Econ. Geol., vol. 5, no. 5, 1956.
Van Hise, C. R., Some principles controlling depositions of ores: Trans. Am. Inst. Eng., vol. XXX, 1900.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Шл. 2371[а]. С анализатором, ув. 12×. Разложенный биотитовый порфирит с андезитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках — биотит, плагиоклаз и оплавленный кварц (из покровной фации).

Шл. 2382. С анализатором, ув. 12×. Плагиоклазовый порфирит с пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристы плагиоклаза по периферии пелитизированы (из покровной фации).

Шл. 4061. С анализатором, ув. 12×. Андезито-дацитовый порфир с разложенной андезитовой структурой основной массы. В фенокристаллах—таблички плагиоклаза, призмочки роговой обманки, кварца.

Шл. 6041. Без анализатора, ув. 12×. Флюидальный игнимбрит андезито-дацитового состава. На фоне плотной стекловатой массы отмечаются многочисленные линзовидные включения (фьямме), которые полностью замещены карбонатом, кварцем, серицитом (из пирокластической фации).

Шл. 302. Без анализатора, ув. 12×. Пироксеново-плагиоклазовый порфирит с андезитовой структурой. Во вкрапленниках—таблички плагиоклаза, призмочки пироксена и роговой обманки.

Шл. 2477. Без анализатора, ув. 12×. Дацитовый порфир. Во вкрапленниках — оплавленный кварц, биотит, плагиоклаз (из покровной фации).

Шл. 7927. С анализатором, ув. 12×. Кристаллокластический туф андезито-дацитового состава (из Шаугазсая). В кластокристах: плагиоклаз, биотит, кварц (из пирокластической фации).

Шл. 304. С анализатором, ув.12×. Плагиоклазовый порфирит. В андезитовой основной массе заключены таблички плагиоклаза, призмочки пироксена и амфибола (из покровной фации).

Шл. 4050. Без анализатора, ув. 12×. Туфобрекчия андезито-дацитового состава.

Шл. 8007. Без анализатора, ув. 12×. Кристаллокластический туф андезито-дацитового состава (из Акчасая).

Шл. 8042. С анализатором, ув. 40×. Кварц-серицитовая фация вторичного кварцита. Формы выделения кварц-серицитовых агрегатов из Шенибексая.

Шл. 519. Без анализатора, ув. 12×. Кристаллокластический туф андезито-дацитового состава (из Шаугазсая). В кластокристах — плагиоклаз, биотит, кварц. Промежутки между кластокристами заполнены витрофировой массой.

Шл. 8043. С анализатором, ув. 40×. Вторичный кварцит. В серицитизированной массе выделяется первичное корродированное зерно кварца (белый)—из Шенибексая.

Шл. 8119. Без анализатора, ув. 60×. Формы выделения кристаллов диаспора с трещинами спайности по (010)—в диаспоровых кварцитах (из Шенибексая).

Шл. 464. С анализатором, ув. 40×. Форма выделения призматических кристаллов алунита (белые) в алунитовых кварцитах — микрофотографии минералов вторичного кварцита под электронным микроскопом.

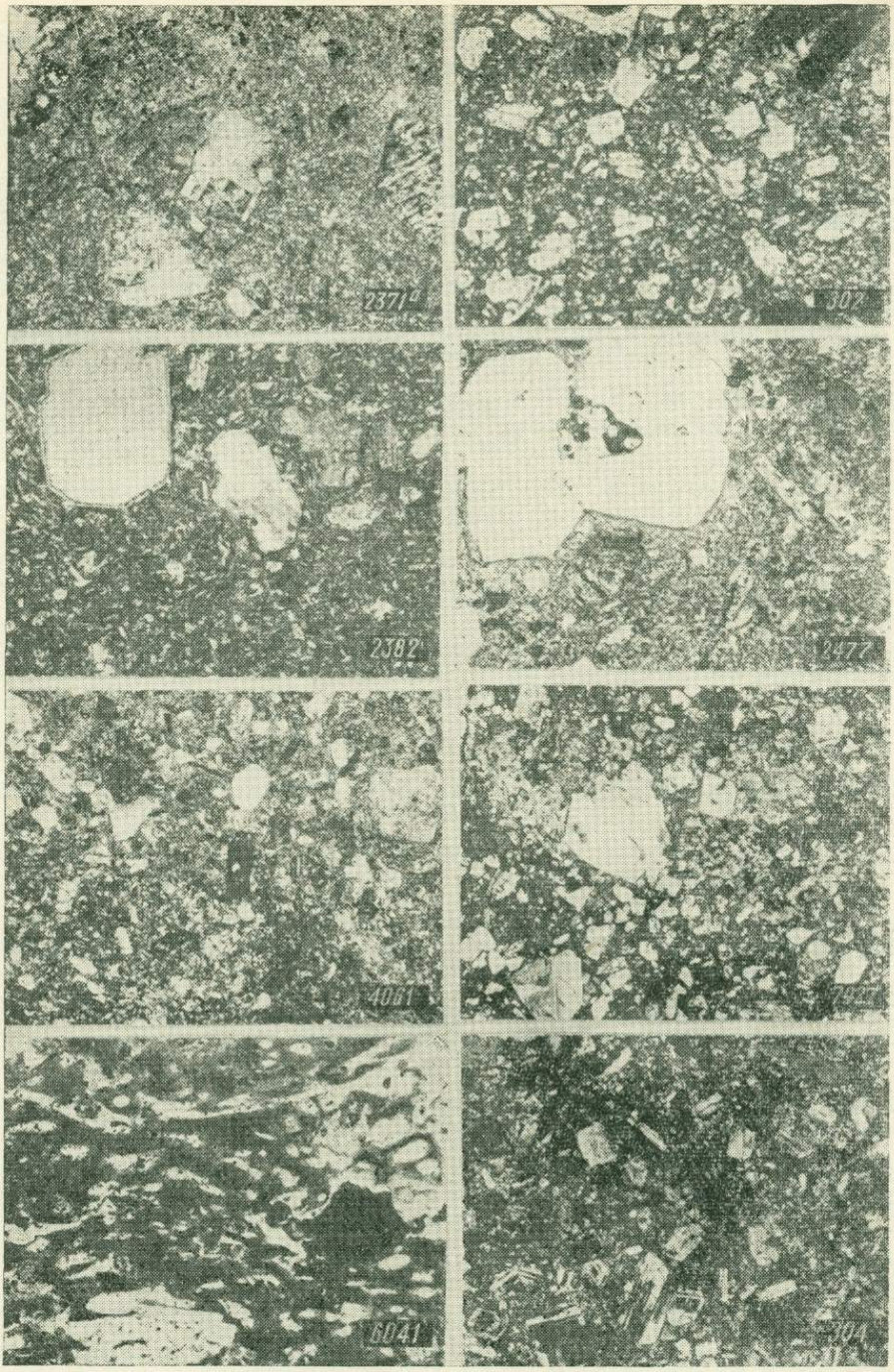
Обр. 455. Формы выделения агрегатов галлуазита и каолинита (ув. 16500×).

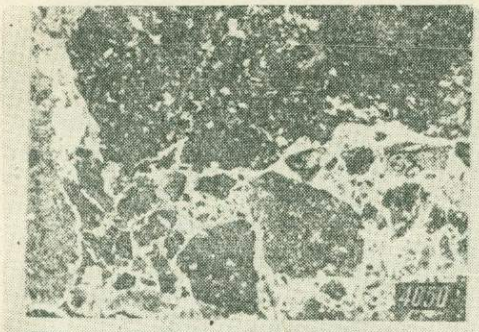
Обр. 446. Формы выделения каолинита (ув. 16500×) в каолинизированных эффузивах.

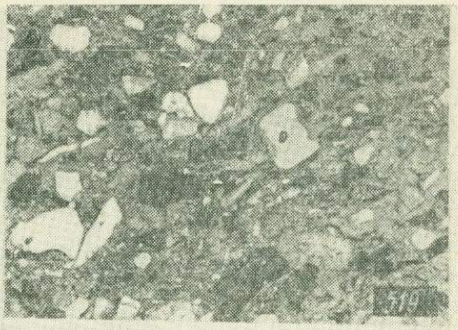
Обр. 451. Формы выделения каолинита и гидрослюды (ув. 16600×) в серицитизированных и каолинизированных эффузивах.

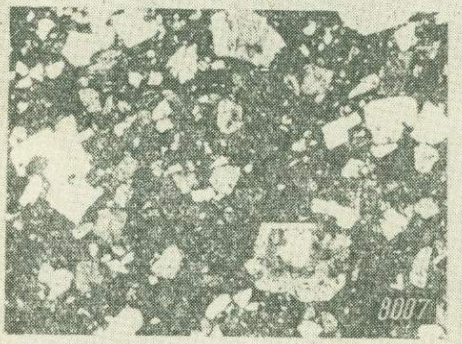
Обр. 729. Формы выделения агрегатов алунита (ув. 12000×) в алунитизированных эффузивах.

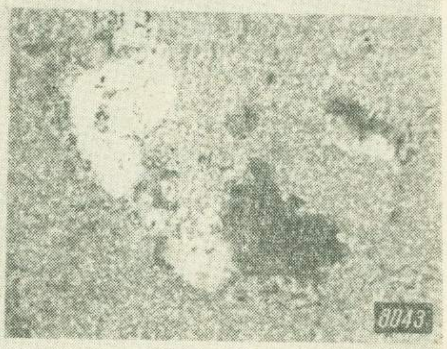
Обр. 399. Формы выделения агрегатов гидрослюды (ув. 12000×) в полностью осветлённых эффузивах из Шенибексая.

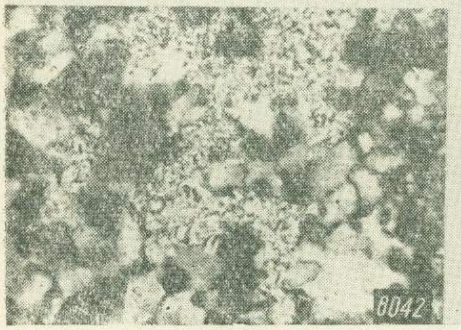

2371ª
307
2382
2477
4081
6041
304

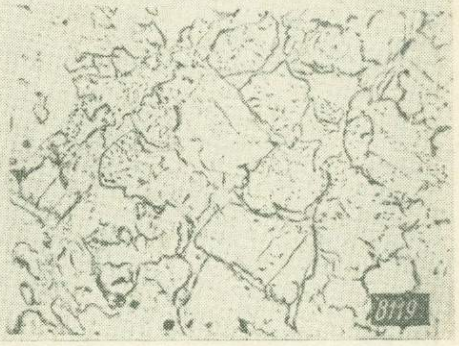

4050

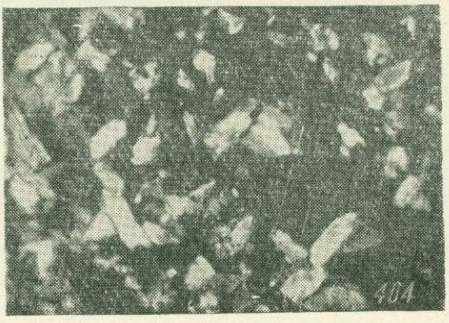

519

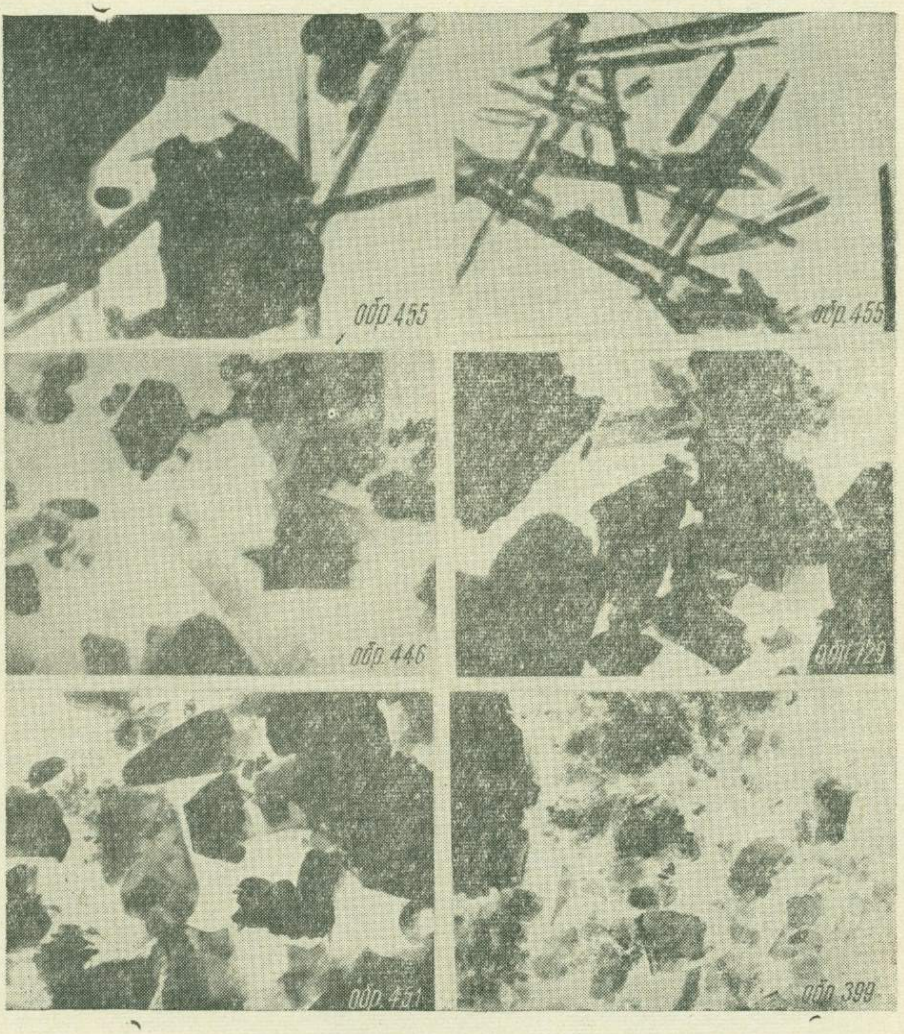

8007


8043


8042


8119


464


обр. 455
обр. 455
обр. 446
обр. 429
обр. 451
обр. 399

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Предисловие 5

Глава I

Тектонические особенности Тянь-Шаня, контролирующие размещение медно-рудных и метасоматических формаций 8

Глава II

Основные черты геологического строения Алмалыкского района и прилегающих площадей 26

Глава III

Рудные и метасоматические комплексы Алмалыкского рудного района и прилегающих площадей 91

Глава IV

Металлогенические особенности Алмалыкского района 164

Заключение 187

Литература 191

Приложение 204

Рафкат Абдурахманович
Мусин

ФОРМАЦИИ РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Редактор Р. Б. Якубович
Художник М. Каримов
Технический редактор В. М. Тарахович
Корректор Г. А. Кулманова

Р04993. Сдано в набор 2/IV-1970 г.
Подписано к печати 26/VI-70г. Формат 70×90¹/₁₆,
бум. л.—18,55 печ. л-6,62 (+ 2 вкл.)
Уч.-изд.л. 17,0. Изд. № 2682.Тираж 500. Цена 1 р. 90 к.

Типография Издательства „Фан" УзССР.
г. Ташкент, ул. Черданцева, 21. Заказ 97
Адрес Издательства: Ташкент, ул. Гоголя, 70

1189