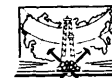


С.В. Ефремова

Дайки и эндогенное оруденение



МОСКВА "НЕДРА" 1983

Ефремова С.В. Дайки и эндогенное оруденение. М., Недра, 1983, 224 с.

Особое внимание обращено на роль даек в восстановлении истории развития магматизма, возрастного расчленения магматических комплексов, в решении вопроса связи оруденения с магматизмом. Приведена разработанная автором классификация дайковых пород, освещены причины петрографического и петрохимического разнообразия этих пород. Показана роль магматических и метасоматических процессов в формировании вещественного состава даек. Освещена роль даек в размещении эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся картированием геологических объектов, изучением рудных полей и месторождений. Табл. 7, рис. 37 + XVI фототаблиц, список лит. — 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Ф.И. Вольфсон*

Слава Викторовна Ефремова

ДАЙКИ И ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Редактор издательства *В.И. Макеев*
Переплет художника *С.Н. Голубева*
Художественный редактор *Е.П. Юрковская*
Технический редактор *О.А. Колотвина*
Корректор *В.И. Ионкина*
Оператор *И.А. Новикова*

ИБ № 4921

Подписано в печать 10.10.82. Т-17960. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,0. Усл. кр.-отт. 14,0. Уч.-изд. л. 16,85. Тираж 1850 экз. Заказ 89 /8787-1 Цена 2 р. 80 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, г. Тула, проспект Ленина, 109.

1904020000 — 058

Е 043 (01) — 83 54—82

© Издательство "Недра", 1983

Дайкообразование — геологическое явление, имеющее место во все этапы геологической истории развития земной коры, начиная с архея. Впервые дайки как результат внедрения и последующего остывания огненно-жидкого гранитного материала были описаны в конце XVIII в. шотландским геологом Д. Хеттоном в сланцах Грампианских гор (северная часть Великобритании). В настоящее время у исследователей не вызывает сомнения, что дайковые породы являются постоянными спутниками вулканических, вулканоплутонических и плутонических комплексов. Они появляются при внедрении всех магм, однако наибольшее количество сведений приведено в литературе о дайках, производных основных и кислых магм.

В разных районах земного шара дайки развиты не одинаково, однако во всех случаях они служат хорошими реперами при реконструкции истории развития магматизма (особенно в районах, лишенных фауны и флоры). Вместе с тем при проведении геологических работ, в том числе и научно-исследовательских, дайкам не всегда уделяется достаточное внимание, и это приводит к тому, что в пределах относительно хорошо изученных областей до сих пор не существует единого мнения о геологическом развитии регионов, формационном расчленении вулканических и плутонических комплексов.

Все это связано с отсутствием подробных инструкций по изучению даек, а также с трудностью их картирования, особенно в районах проявления палеозойского и мезозойского магматизма орогенных этапов тектоно-магматических циклов. Последнее приводит к тому, что при мелко-масштабном картировании дайковые породы часто наносятся на карты в общем виде, как дайки основного, кислого или среднего составов, без характеристики видового названия пород, количественно-минерального или хотя бы минерального состава и правильного названия горной породы по петрографическому составу.

Вместе с тем по дайкам Казахстана, Средней Азии, Забайкалья, Приморья и других регионов накоплено много интересных данных, разбросанных по многочисленным статьям и другим публикациям (М.Б. Бородаевская, Н.И. Бородаевский, О.С. Полквой, 1950 г.; Ф.К. Шипулин, 1955 г.; Х.М. Абдуллаев, 1957 г.; Ф.А. Усманов, 1958—1962 гг.; Л.А. Михалева, 1962 г. и позднее О.П. Горьковой, 1967 г.; С.В. Ефремова, 1970 г.; Р.В. Оболенская, 1971 г.; Б.А. Мальков, 1972 г.; Л.С. Бородин, А.В. Лапин и И.К. Пятенко, 1976 г.; В.И. Коваленко и Н.И. Коваленко, 1976 г.; Л.Н. Индолев, 1979 г.; Г.К. Климов, 1980 г. и др.), в которых дайки привлекаются исследователями для решения вопросов геологии, петрологии и рудообразования. Дайки представляют собой тела специфической морфологической формы — со своими геологическими условиями образования, петрографическим и петрохимическим разнообразием пород, характерными магматическими и послемагматическими процессами, отражающими условия их формирования. Велика роль даек

в познании эволюции магматизма интрузивных масс, не выходящих на дневную поверхность, а также изучения особенностей петрографии, петрохимии и геохимии дайковых пород как оценочных критериев возможности образования послемагматических месторождений. Помимо этого дайки помогают решать вопросы возможного глубинного строения отдельных территорий, взаимосвязей магматизма и оруденения. Они также дают возможность выяснять генезис месторождений, часто являются благоприятными структурами для локализации оруденения и в целом свидетельствуют о существовании в различных районах и в различные геологические времена режимов повышенной эндогенной активности в верхних частях земной коры.

Все эти вопросы в различной степени состояния наших знаний отражены в настоящей монографии, в которой наряду с данными, полученными автором, и литературными источниками использованы материалы, любезно предоставленные А.С. Перфильевым, В.Г. Чуйковой, И.В. Давиденко, Г.И. Добрянским, Б.Д. Васильевым, И.А. Золотовым, А.А. Коневым и многими другими. Всем этим товарищам, а также сотрудникам спектральной, химической лабораторий, фотолаборатории, Б.Д. Гольбергу, а также Е.П. Зелениной и лаборанту Е.В. Надеждиной, оказавшим большую помощь в подготовке рукописи к печати, автор выражает искреннюю признательность.

Автор также признателен Ф.И. Вольфсону за просмотр рукописи и критические замечания и В.П. Петрову.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ДАЕК И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ОРУДЕНЕНИЕМ

ДАЙКИ – ИНДИКАТОРЫ РЕЖИМОВ ПОВЫШЕННОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ВЕРХНИХ ЧАСТЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящее время исследователи признают наличие самостоятельных источников ультраосновной, основной, щелочной, средней и кислой магмы. Источники первых трех предполагаются в верхних частях мантии Земли. Кислая магма чаще рассматривается как результат процессов палингенеза в сиалической оболочке, реже как продукт дифференциации основной магмы, а средняя (андезитовая магма) – как результат дифференциации основной магмы или процесса гибридизма кислой магмы. При движении магм из недр нашей планеты к ее поверхности в зависимости от характера тектонических движений и создавшейся возможности движения магмы, остановки ее на определенных уровнях от поверхности, характера развития магматических процессов появляются многообразные магматические горные породы, в которых как фациальная разновидность могут быть проявлены дайковые образования. Нередко дайковой и неправильной формы мелкие тела описываются в качестве самостоятельных малых интрузий, и их выделение вызывает наибольшие споры. Отдельные исследователи к малым интрузиям относят типичные субвулканические тела или дайковые породы, связанные с плутоническими процессами. Как показывают исследования дайковых пород в Казахстане, Якутии и других районах, при детальном изучении многих даек, описываемых как самостоятельные малые интрузии, удалось доказать их принадлежность к типичным вулканическим или плутоническим комплексам.

Наиболее проницаемыми участками земной коры исследователями традиционно рассматриваются глубинные разломы, связывающие пункты магмообразования, промежуточные очаги и поверхности планеты. Изучая закономерности развития магматизма в земной коре, все исследователи подчеркивают полициклическое развитие и борьбу двух тенденций колебательных движений: погружения (собственно геосинклинальные тенденции, ведущая роль принадлежит движениям отрицательного знака) и воздымания (ведущая роль принадлежит положительным движениям). По мере развития отдельных участков земной коры от цикла к циклу тенденции замыкания подвижных участков становятся все более продолжительными, и в конце концов эти участки превращаются в платформы.

Обобщение большого литературного материала и данных автора показывает, что дайки являются неотъемлемым элементом развития магматизма как в складчатых областях, так и на платформах. Они служат чуткими индикаторами тектонических движений в момент формирования магматизма верхних уровней земной коры.

В геологической истории Земли дайки обнаруживаются в лунной

(> 3,5 млрд. лет) стадии; точно известны в нуклеарной (3,5–2,5 млрд. лет) стадии тектоно-магматической истории Земли. Они наблюдаются и в кратонной (2,5–1,5 млрд. лет), но наиболее широкое развитие получают в континентальную (1,5–0,25 млрд. лет) и континентально-океаническую (< 0,25 млрд. лет) стадии, находясь в тесной связи с типичными для них вулканогенными и плутоническими формациями*. Дайки появляются в участках повышенной эндогенной активности в верхних частях земной коры. На платформах дайки являются постоянным элементом их строения, приурочиваясь главным образом к более поздним этапам заключительного их развития.

В складчатых областях в раннегеосинклинальные этапы развития, после накопления вулканогенно-осадочных толщ, наиболее типичны деформации линейного направления и характерно широкое появление дайковых поясов. Они отражают тектонические пути подъема магм в раннюю историю формирования магматизма верхних уровней развития земной коры (Урал, Кавказ и др.). Для таких поясов даек характерна обусловленность вулканическими процессами.

В среднегеосинклинальный этап развития складчатых областей наблюдаются уже более сложные закономерности размещения даек, при сохранении унаследованности тектонических путей в более нижних уровнях земной коры и выполнения разнообразных систем трещин в более верхних.

В орогенный этап развития складчатых областей наблюдаются наиболее сложные сочетания закономерностей размещения даек, что связано с крайне неоднородным (блоковым) строением земной коры, широким проявлением ареального магматизма, а следовательно, и появлением многих промежуточных вулканических и плутонических камер, создающих локальные особенности сложного строения регионов. В этот этап широко развиваются линейные, кольцевые и радиальные дайки. В районах появления купольных структур обычно формируются радиальные дайки. Они типичны для вулканогенных комплексов (Камчатка, Средняя Азия и др.) и почти не встречаются в плутонических (Бесоба в Центральном Казахстане и др.). Кольцевые дайки формируются во все стадии развития орогенного магматизма в регионах, чередуясь с линейными, обычно имеют ограниченное распространение, и их размер зависит от размера кольцевых структур. В районах, где наблюдаются переходы кольцевых даек в линейные, последние обычно не распространяются более чем на 3–10 км (Центральный Казахстан). Пересечение кольцевых даек линейными и наоборот в этих участках отражает крайне неспокойные тектонические условия, особенно в позднеорогенные стадии развития складчатых областей.

*Эти подразделения (О.А. Богатиков и др., 1980 г.) ранних этапов развития земной коры приняты не всеми исследователями. Так, для территории Украинского щита Н.П. Щербак, В.Б. Сологуб и И.С. Усенко (1981 г.) выделяют лунный (около 4000 млн. лет), нуклеарный (3200–4000 млн. лет), раннегеосинклинальный (2600–3000 млн. лет), геосинклинальный (1900–2600 млн. лет) и платформенный (1900 млн. лет) этапы.

В послеорогенные стадии развития складчатых областей наиболее типично появление линейных даек, что связано с более глубинным залеганием магматических очагов. Самыми поздними являются дайки, производные основных (Казахстан) и основных и щелочных (Памир) магм.

В платформенных областях дайки имеют свои закономерности развития, приурочиваясь главным образом к их обрамлению. Состав даек соответствует производным основной магмы, реже щелочной и ультраосновной. В зонах активизации платформ и складчатых областей наиболее типичен основной и щелочно-базальтоидный магматизм. В зависимости от геологического строения этих областей наблюдается появление радиальных даек в сочетании с линейными (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирь), кольцевых даек в сочетании с линейными (район Великой дайки, Зимбабве; западная часть Сибирской платформы и др.).

Размещение даек в современном эрозионном срезе показывает, что северо-западные простираения даек являются генеральными до кайнозоя включительно. Менее распространены простираения северо-восточных (Средняя Азия – Карамазар и др.) и других направлений. Для кайнозоя наиболее типичны меридиональные и широтные простираения даек. Подобные простираения появлялись и в герцинское время в заключительные этапы развития складчатых областей (меридиональные простираения даек габбро-диабазов в отдельных районах Казахстана, залечивание Центрально-Казахстанского разлома мощной дайкой олигофиновых гранит-порфиров; широтные простираения даек в отдельных районах Средней Азии). Дайки отражают общую эволюцию систем трещинообразования в истории Земли и фиксируют основные зоны проницаемости в отдельные этапы развития земной коры. Эти зоны, судя по петрографическому составу дайковых пород, были наиболее благоприятны для внедрения основной, средней и кислой магм, т.е. магм, рождающихся в более верхних уровнях земной коры. Дайки – производные ультраосновной и щелочной магмы, судя по их развитию, имеют более локальное развитие в отдельных районах Мира. Основные закономерности размещения даек показаны на рис. 1.

При развитии подвижных участков земной коры в геологических структурах магматизм проявляется с различной полнотой, представляя собой конкретные магматические комплексы взаимосвязанных магматических образований, имеющих определенный возраст и петрографические особенности. Они объединены в конкретные петрографические формации, наиболее детально изученные в СССР [4], (Магматические формации СССР, 1979 г.). Магматические комплексы обычно многофазны. Положение в них дайковых пород отражает особенности тектоники в момент формирования этих комплексов. Очень часто дайки наблюдаются не только в пределах магматических комплексов, но и за их пределами.

Диагональные и ортогональные системы трещин, наряду с кольцевыми трещинами и мощными дайками, хорошо видимыми на поверхности Земли, отчетливо дешифрируются на космических и всегда видны на обычных аэрофотоснимках, позволяя даже по фототону дешифрировать



их состав. На космических снимках хорошо видна планетарная сетка "диагональных" трещин. Планетарную сетку "диагональных" трещин многие исследователи рассматривают как следствие неравномерного вращения Земли. Выделяемые исследователями разломы часто совпадают с направлениями глобального ротационного поля напряжений на территории СССР, причем в отдельных участках широко развиты разломы северо-западного направления (Казахстан, Узбекистан и др.), в других — северо-восточного (Урал, Забайкалье и др.), в третьих — близкие к меридиональным (Большой Кавказ — Аджаро-Триалетская зона) и широтные (Балтийский щит). Для Казахстана Л.В. Иванов придает главенствующее значение диагональным системам трещин (1980 г.), Б.С. Зейлик (1978 г.) — кольцевым, а Г.Н. Щерба и др. (1970, 1974, 1975, 1981 гг.) относят Прибалхашье к каркасному геотектоногену.

В последние годы многие исследователи рассматривают развитие отдельных складчатых областей в свете плитной тектоники или пытаются оценить, в какие моменты геологического развития территорий проявлялись условия растяжения или сжатия. Так, например, для позднего мела Большого Кавказа С.Л. Афанасьев (1978 г.) отмечает, что при растяжении развивались преимущественно юго-восточные межсегментные разломы, а при сжатии северо-западные.

Вся сумма накопленных к настоящему времени знаний по геологии магматических процессов, в том числе и о проявлении их в форме дайковых образований, свидетельствует о том, что между поведением основной и кислой магм, формирующихся в глубинных или поверхностных условиях, существуют большие различия, несмотря на то что те и другие внедряются, по мнению большинства исследователей, на фоне восходящих движений в приподнятых структурах.

Петрохимические различия в составе магм, изливавшихся в вершинах кратеров и у подошвы современных вулканов Камчатки, Японии и других районов, свидетельствуют о существовании процессов магматической дифференциации базальтовой магмы, причем они могут иметь место даже в пределах одного вулкана или выводного канала. Кроме того, отмечаются сочетания явлений ликвации и ассимиляции, а в некоторых случаях проявлена гравитационная (последняя наиболее типична при по-

Рис. 1. Схема распространения дайковых пород на континентах мира.

I — районы развития даек и силлов долеритов, кимберлитов, даек карбонатитов на платформах; II — районы максимальной проницаемости и широкого развития дайковых пород, производных основной и кислой магм в складчатых областях.

1 — ультраосновные породы; 2 — базальты, долериты; 3 — кимберлиты; 4 — карбонатиты; 5 — диабазы, габбродиабазы; 6 — диорит-порфиры; 7 — андезиты, андезитобазальты; 8 — латиты, кварцевые латиты; 9 — монзонит-порфиры; 10 — тоналит-порфиры, гранодиорит-порфиры; 11 — гранит-порфиры, лейкогранит-порфиры; 12 — риолиты; 13 — онгониты; 14 — трахиты; 15 — сиенит-порфиры; 16 — лампрофиры; 17 — щелочные гранит-порфиры; 18 — дациты, 19 — направления простираций некоторых видов даек.

Дайки, дифференциаты плутонов, вскрытых дневной поверхностью, на данной схеме не показаны; в разных объемах они выявляются в каждом из плутонов

логом залегания долеритов) и кристаллизационная дифференциация. Таким образом, разнообразие пород среди производных основной магмы является результатом совокупности различных процессов. Сами же магмы могут быть производными как верхнего очага, так и мантийного. Для кислых магм более типичны явления гибридизма; процессы дифференциации хотя и проявляются, но выражены менее ярко.

Как уже отмечал В.А. Невский (1979 г.), в складчатых областях, срединных массивах, зонах активизации и в других крупных структурных элементах континентов чаще распространены вертикальные и крутопадающие дайки разнообразных видов горных пород (производных кислых, средних, основных, реже щелочных и ультраосновных магм). Все дайки наряду со специфическими особенностями пространственной ориентировки обладают определенными морфологическими формами в зависимости от выполнения различных генетических типов трещин: 1) возникших под влиянием внешнего силового давления; 2) образовавшихся под воздействием внутренних напряжений, возникших в процессе формирования и дальнейшего изменения горных пород; 3) сложной генетической природы.

Дайки, приуроченные к трещинам скалывания, ограничены прямолинейными сглаженными поверхностями, нередко с глинками трения и штрихами; дайки, выполняющие трещины отрыва, обладают неправильными, криволинейными, шероховатыми ограничивающими их поверхностями. Очень редко дайки выполняют крупные трещины отрыва. В момент заполнения магматическим расплавом такой разрыв, по-видимому, представлял единое сложной морфологии приоткрытое разрывное нарушение. Очень часто формирование даек связано с более сложной и длительной историей развития, чем простых трещин отрыва и скалывания, и проходило на фоне меняющегося плана деформаций. В период тангенциального сжатия возникали сложные трещины скалывания, которые в условиях радиальных дислокаций приоткрывались и объединялись в единое разрывное нарушение с вновь возникшими трещинами отрыва. Для некоторых даек характерны тупые окончания, коленообразные уступы (см. табл. III, б), резкие раздувы и пережимы, переход более мелких даек с глубиной в более крупные. В отдельных дайках наблюдается комбинация выполнения двух систем трещин: термической контракции и отрыва (см. табл. III, а), причем оба типа особенно обычны при формировании гранитных даек дифференциатов плутонов, наблюдающихся в современном эрозионном срезе. В дайково-силловых системах магма выполняет разнообразные системы трещин одновременно (см. табл. II, а).

Наращивание трещин скалывания единичными трещинами отрыва или их пучками и параллельное их расположение, как справедливо отмечал В.А. Невский, вероятнее всего, возникают при повторных деформациях горных пород в условиях иного плана деформации. В истории геологического развития многих регионов, как будет показано нами ниже, то или иное, иногда многократное изменение плана деформации слагающих их горных пород наблюдается довольно часто. Оно связано с изменением ориентировки тангенциальных сжимающих усилий или с заменой

их региональными или локальными радиальными дислокациями. Последние могут возникать в процессе становления сводовых поднятий в активизированных областях или связаны с внедрением магматических расплавов в верхние горизонты земной коры, при возникновении интрузивов центрального типа и других магматических тел. Эти изменения планов деформаций находят свое отражение в морфологии и размещении дайковых тел, появляющихся на всех этапах развития земной коры.

Анализ многообразия генетических трещин, развитых в горных породах, приводит исследователей, в том числе и автора, к выводу, что в верхней части земной коры наиболее широко развиты тектонические трещины, достаточно часто встречаются трещины термической контракции и трещины, связанные с механической активностью внедряющейся магмы, а также литогенетические (контракции за счет обезвоживания). Для даек очень часто характерно размещение не в крупных разломах, а в более мелких оперяющих их и сопряженных с ними разрывах. Нередко наблюдается параллельное расположение даек, отражающее положение трещин отрыва и скалывания, или наращивание последних на их окончаниях трещинами отрыва. Такие взаимоотношения трещин и сложная морфология даек свидетельствуют о сложных дислокациях, развивающихся в условиях меняющегося плана деформации в момент трещинообразования. Для трещин скалывания характерна выдержанность по простиранию и падению на значительные расстояния. Соответственно дайки унаследуют при внедрении магмы характер трещиноватости, существующий в момент их появления.

Общим условием, как уже подчеркивал В.А. Невский, является возрастание роли трещин скалывания с глубиной, за счет уменьшения количества трещин отрыва по мере увеличения всестороннего давления и температуры и, в соответствии с этим, увеличения роли пластической деформации горных пород.

Дайки в складчатых поясах, представленные олигофиловыми гранит-порфирами и порфиоровыми риолитами, даже в удалении от разломов характеризуются высокой удельной трещиноватостью порядка 20–30.

Крупные радиальные трещины разрыва благоприятны для внедрения магмы. Такие трещины особенно многочисленны вокруг вулканических жерловин, типичны в вулканических сооружениях центрального типа, в интрузивах центрального типа, в различных куполах и др. К ним часто приурочены дайки магматических пород различного состава.

Трещины, обусловленные магматической активностью внедряющихся магматических расплавов, пространственно и генетически часто тесно связаны с кольцевыми разломами. Они образуются под воздействием не региональных тектонических, а локальных радиальных дислокаций, проявляющихся в процессе формирования кольцевых магматических комплексов. Намечаемая довольно отчетливая тенденция возрастания в земной коре роли кольцевых разрывов, кольцевых магматических комплексов и ассоциированных с ними месторождений по мере омоложения их возраста, как уже отмечал В.А. Невский (1979 г.), по-видимому, отражает нарастающую консолидацию земной коры. В кольцевых магматиче-

ских комплексах дайки могут выполнять кольцевые, полукольцевые и дуговые и конические центриклинальные и периклиналильные разломы, а также прямолинейные трещины. Геологическая история сложных кольцевых магматических комплексов всегда более длительна, чем простых.

Для лучшего восприятия наблюдаемых закономерностей формирования дайковых пород вначале рассмотрим особенности их размещения и соотношения с оруденением на платформах, а затем перейдем к характеристике сложных возрастных взаимоотношений даек и магматизма в складчатых областях.

ДАЙКИ ПЛАТФОРМ

Дайковые породы, производные ультраосновной и основной магм. В пределах платформ (см. рис. 1) в различные этапы геологического времени появлялись локально три типа своеобразных геологических тел, производных основной, реже ультраосновной магмы. Наибольшее развитие среди них получили горизонтальные удлиненные тела, образующиеся при формировании вулканических комплексов и согласно залегающие среди вмещающих их пород — силлы, пологопадающие тела — дайки, переходящие в силлы, крутопадающие, обычно пересекающие вмещающие породы вкрест простираения, — собственно дайки.

Наиболее ранними (3040—3750 млн. лет) являются дайки, выделенные В.Р. Мак Грегором (1968 г.) как серия даек Амералик в Юго-Западной Гренландии. Как отмечали Б. Чадвик и К. Ко [48], выделено 7 различных петрографических типов базальтовых (по авторам, толеитовых и щелочных базальтов, редко высокоглиноземистых) даек, внедрившихся в гнейсы Амитсок. Мощность даек до нескольких метров, протяженность до 100 м. Среди них можно выделить дайку по крайней мере трех различных возрастов. Особенно широкое развитие они имеют на полуострове Нарсарсуак. Все разновидности даек претерпели одни и те же события деформации и мигматизации и, возможно, относятся к одному периоду внедрения основной магмы. В.Р. Мак Грегор в 1973 г. и позднее [48] подчеркивал, что дайки Амералик не встречаются в супракрустальных породах Малене (Гренландия). В то же время Б. Чадвик и К. Ко [48], отмечая петрографическое сходство даек в породах Малене с серией даек Амералик, предполагают, что они могут быть отнесены к комплексу Амералик, хотя, возможно, некоторые дайки в супракрустальных породах в гнейсах Нук и частично в гнейсах Амитсок могут быть моложе. Дайки Амералик исследователями Юго-Западной Гренландии рассматриваются как подводные каналы вулканических фаций, претерпевшие региональный метаморфизм. Внедрение основных даек, не затронутых этими изменениями, происходило после внедрения гранитов Коркут (< 2600 млн. лет).

Ранние силлы, имеющие возраст 2,9 млрд. лет и преобразованные до гранулитов, обнаружены на Бразильской платформе. Исследователи [49] считают, что первично такие силлы соответствовали норитам. Более молодой возраст — 2600 млн. лет (Долгинов и др., 1979 г.) имеет Вели-

кая дайка (Зимбабве), залегающая в гранитах и гранитизированных породах Трансваальской системы. В северном конце дайка пересекает гнейсовое основание. Она не затронута термально-магматическими процессами, по сравнению с вмещающими сериями имеет сложное строение (основные породы — в центральной части дайки, ультраосновные — к эндоконтактам). Самостоятельные единичные дайки основного состава наблюдаются по обе стороны от Великой дайки, как это хорошо видно на схеме, опубликованной А. Мехлиссом и И. Гольдбергом в 1961 г.

Дайки раннеархейских базитов и гипербазитов наряду с пластовыми телами известны на Восточном Становике и в прилегающей части Алданского щита. Начало платформенной стадии в северо-западном континентальном обрамлении в конце среднего кембрия было отмечено в зоне Становика—Джугджура внедрением мелких дайкообразных тел кортландитов (Р.А. Октябрьский, С.В. Гейденко, А.Н. Соляник, 1979 г.).

Г.Ф. Макаренко (1978 г.) указывала пять мегаэтапов траппового магматизма: 1) средний протерозой (1,95—1,6 млрд. лет), 2) ранний рифей (1,5—1,4 млрд. лет), 3) поздний рифей (1,1—0,75 млрд. лет), 4) конец кембрия — начало палеозоя, 5) конец палеозоя — мезозой. Мегаэтапы чередовались с "трапповыми паузами", продолжавшимися по 0,5—0,6 млрд. лет. Как видно из табл. 1, дайки долеритов появлялись в более широком возрастном интервале. Так, в Финляндии и в Австралии дайки долеритов имеют и более древний возраст (2,2 млрд. лет).

На Балтийском щите, в Финляндии, особенно в Карелии дайки и силлы базальтов, габбродиабазов и долеритов получили широкое развитие в протерозое (рифее), на Канадском щите — в кембрии, на Русской платформе в девоне, на Сибирской платформе от позднего протерозоя до раннего мезозоя (наиболее широкое развитие их в карбоне). В силлах изменения составов вкрест простираения выражены более отчетливо, чем в крутопадающих дайках.

Прежде чем перейти к геологической характеристике силлов и даек отдельных регионов, подчеркнем, что во многих районах наблюдается пересечение структур древних образований (сложенных гранит-зеленокаменными породами архейского возраста) дайками базальтов, ориентированными перпендикулярно этим структурам. Так, Х.Ц. Халлс [44] в трех областях Канады, а также в Австралии отмечал подобную ориентировку архейских даек базитов, причем последние слабо изменены, а разница в их возрасте и возрасте вмещающих толщ не превышает 200 млн. лет. В Центрально-Алданском районе СССР типично северо-восточное простираение протерозойских даек диабазов при северо-западном простираении аляскит-зеленокаменных пород архейского возраста.

Архейские гнейсы в районе Вестфолд-Хиллс в Антарктиде (Oliver, 1979 г.) пересечены поясами долеритовых даек, внедрение которых произошло 1400 млн. лет назад.

Базитовые дайки предположительно протерозойского возраста широко распространены в восточной части Антарктиды (Sheraton, 1979 г.). Они принадлежат кварцевым, оливиновым, магнезиальным базальтам (долеритам), варьирующим по составу от норитов до гиперстенсодержащих кварцевых базальтов (толеитов).

Радиологический возраст дайковых пород платформ и пассивных континентальных окраин

Область распространения	Район	Морфология тел	Состав	Возраст, млн. лет	Источник
Юго-Западная Гренландия	Амералик	Дайки	Амфиболиты	3750—3040	[48]
Бразилия		Силл	Гранулиты по норитам	2600	[49]
Африканская платформа	Зимбабве, в гнейсах и гранито-гнейсах	Великая дайка	Пикриты, долериты	2600	Долгинов и др., 1979 г.
Украинский щит	Собственно Украинский щит	Дайки		2320 2090 1870 1800	Михайлова, 1979 г.
	Приазовье	Дайки	Риолиты, грорудиты	275 208—280	Н.Н. Шаталов, И.М. Скопиченко, 1979 г.
	Волыно-Подолія, Припятский вал	Силлы, дайки	Габбродиабазы, долериты	580—680, редко до 920	Н.А. Савченко, 1981 г.
Балтийский щит	Финляндия, р-н Оутокумпу, в ятулийских отложениях	Дайки	Диабазы	2250 до 2150	A. Makkola, 1980 г.
	Карелия, в составе Ятулийского, Заонежского, Суйсарского, Вепсского, Салминского и Янисъярвинского комплексов	Силлы, дайки	Базальты, габбро-диабазы, долериты	Верхний протерозой (рифей)	[35]
	Швеция, район Стокгольма	Дайки	Долериты	1510±23 до 1560±79	P. Jonathan, 1978 г.
	Центральная часть Швеции (Туна)	Дайки	Долериты	1371±50	
	Северная и Центральная Швеция	Силлы	Оливиновые долериты	1156±15 до 1290±63	
	Швеция	Дайки	Долериты	871±21 до 1105±77	
	Швеция	Дайки	Диабазы	1100—1350	H.C. Christoferon et al., 1979 г.
	Швеция, Оттфьелль	Дайки	Долериты	735±260	Z. Solyom et al., 1979 г.
	Центральная Швеция, р-н интрузива Рагунда и другие районы Балтийского щита	Дайки	Долериты	1320, 1200	D. Piper, 1979 г.
Австралия	Бассейн хр. Хамерсли	Силлы	Долериты	2700—1850	Trendall, 1980 г.
Индия	Штаты Бихар и Майсур	Дайки	Метанориты	1600—1800 по палеомагнитным данным	M.K. Rao et al., 1978 г.
Антарктида	Вестфолд-Хиллс	Дайки	Долериты	1400	Oliver, 1979 г.
Канадский щит	Меномини, Логан, Стиллоуотер, Пи Ридж	Дайки	Диабазы	1100	Рудные месторождения США, 1973 г.
Сибирская платформа*	Ангаро-Илимский район	Чуно-Бирюсинский силл	Долериты	265—256	А.А. Пэк, Д.И. Павлов, 1980 г.
		Падунский силл	Долериты	242—205	
		Тулинский и Усольский силлы	Долериты	220—179	
Тасмания	Куи	Силлы	Долериты	725±35 млн. лет	A.W. Crook Keith, 1979 г.

* В.Л. Масайтис (1969 г.), отмечая сложное развитие Сибирской платформы, выделяет четыре цикла магматизма, в котором дайки и силлы диабазов и габбродиабазов (траппов) имели развитие: позднепротерозойский — 1000—1100 млн. лет, эппротерозойский—раннепалеозойский — 600—690 млн. лет, среднепалеозойский — 320—380 млн. лет и особенно широко проявленный позднепалеозойский—раннемезозойский — 220—280 млн. лет.

Ранне-позднепротерозойские дайки базальтов, как отмечали А.П. Биркис, Р.П. Гайлюс, Х.Я. Коппельман и др. (1979 г.), развиты в Прибалтике. Они относят эти дайки к образованиям платформенного этапа. К образованиям субплатформенного этапа развития фундамента Восточно-Европейской платформы А.С. Махнач, А.М. Пап, Г.И. Илькевич и др. (1979 г.) относят дайки диабазов, габбродиабазов псковского комплекса Белорусского массива и габбродолеритов и оливиновых габбродолеритов юга Белоруссии.

А.П. Светов [35] в истории платформенного этапа геотектонического развития Карелии как составной части Балтийского щита выделяет шесть вулканических комплексов и отмечает, что в каждом (ятулийском, заонежском, суйсарском, вепском, салминском, янисъярвинском) наблюдаются дайки и силлы базальтов, габбродиабазов и долеритов. Он подчеркивает, что все комплексы являются продуктами платформенного базальтового вулканизма, а дайки и силлы – образованиями, комагматичными эффузивам, уничтоженным к настоящему времени эрозией. Отсылая интересующихся деталями строения отдельных даек и силлов к монографии А.П. Светова, отметим, что для силлов габбродиабазов ятулийского и заонежского комплексов характерны симметричное внутреннее строение, исключительная выдержанность по простиранию и мощность 40–50 м. Силлы ятулийского комплекса, формировавшиеся в зонах эруптивных центров, имеют площади распространения в несколько сотен квадратных километров (Оргеньский силл Сегозерской вулканической зоны, Селецкий силл Селецкой вулканической зоны, Медногорский силл Медвежьегорской вулканической зоны) и залегают, как правило, в подстилающих эффузивные фации породах. Заонежские силлы габбродиабазов более многочисленны, имеют большие мощности (до 80 м) и площади распространения (до 1200 км² – Викшозерский силл). Наибольшее их число размещается в подошве эффузивных фаций вулканических зон, хотя некоторые залегают и внутри эффузивных фаций. А.П. Светов предполагает, что ятулийские, и особенно заонежские силлы для внедрения использовали ослабленные зоны межблоковых разломов и формировались в условиях компенсированного прогиба ложе седиментационных бассейнов и вулкано-тектонических депрессий. Габбродиабазы заонежского вулканического комплекса обладают текстурно-структурными особенностями, которые дают возможность в ряде случаев проводить их корреляцию в разноудаленных разрезах.

В суйсарском вулканическом комплексе силлы перидотитов и серийнопорфировых базальтов по ареалам распространения практически совпадают с лавово-вулканическими полями соответствующих эруптивных центров.

Достаточно мощными и широко развитыми по площади являются силлы габбродолеритов вепского и салминского комплексов. Каждый из них (Ропручейский и Валаамский) имеет значительные ареалы (до 4 тыс. км²), большие мощности (150–200 м) и признаки внутренней расслоенности.

В Восточном Заонежье (вепский комплекс), Западном Прионежье

(суйсарский комплекс) и Западной Карелии (заонежский комплекс) пояса базальтовых даек пространственно тяготеют к зонам контрастных тектонических движений блоков фундамента. Дайки заонежского и суйсарского комплексов, сложенные афировыми и микропорфировыми базальтами, в ряде случаев имеют устойчивое простирание на протяжении от десятков метров до 150–200 м, редко до 1,5 км (оз. Кухиласлампи, район Мал. Анисъярви). Время формирования базальтовых даек, как правило, совпадает с конечными стадиями проявления вулканической деятельности. Их концентрацию в виде поясов и участков локальных скоплений А.П. Светов связывает с зонами растяжений, возникающими в бортовых частях формирующихся вулкано-тектонических депрессий. Постсреднепротерозойские дайки, как и другой морфологической формы тела, часто трассируют линейные региональнопрослеживаемые разломы. На долю даек и силлов в Карелии приходится примерно 15 % от общего объема вулканических пород. В Онежской вулкано-тектонической депрессии силлы габбродиабазов находятся с базальтовыми лавами в соотношении 1:1 до 1:1,5.

Установлено, что дайки и силлы габбродиабазов Карелии приурочены к эпицентрам вулканических построек и контролирующим их тектоническим зонам. Они, как правило, залегают в нижних частях лавово-вулканокластических полей или среди подстилающих их пород и обычно тесно сопряжены с питающими каналами вулканических построек. А.П. Светов считает, что наблюдаемая пространственная сопряженность с питающими каналами вулканов пластовых интрузий (силлов), которые можно рассматривать как “интрузии под вулканами” в понимании А. Ритмана (1964 г.), является одной из характерных особенностей древних вулканических построек докембрия. Вместе с тем изучение силлов заонежского вулканического комплекса не исключает также предположения о связи их питающих каналов с самостоятельными магмоконтролирующими разломами, развивающимися независимо от разломов, осуществляющих контроль за локализацией эруптивных центров. В заонежском вулканическом комплексе установлено, что наибольшее число силлов габбродиабазов связано с зонами параллельных разломов, проходящих вдоль западного борта Онежской вулкано-тектонической депрессии. В Западной Карелии на территории Туломозерской и Янисъярвинской структур тектоническая зона контролирует локализацию как силлов габбродиабазов, так и эруптивный центр Туливарнямки. В районе северного побережья оз. Мал. Янисъярви силлы габбродиабазов залегают в складчатой структуре, не менее чем на 9 уровнях, и образуют пластовые тела примерно одинаковой мощности и близкого вещественного состава, переслаиваясь с шунгитсодержащими алевролитами, туфами, туффитами, лавовыми покровами и потоками массивных и шаровых базальтов заонежского вулканического комплекса.

В зоне северо-восточного борта Янисъярвинской структуры породы гранито-гнейсового доятулийского фундамента рассеяны серией субпараллельных даек северо-западного простирания, образующих дайковое поле длиной до 60 км и шириной 10–15 км. Местоположение питающих

каналов янисъярвинских силлов габбродиабазов и базальтовых лав, по-видимому, сопряжено с зоной разлома северо-западного простирания. На протяжении заонежской полосы зеленокаменных пород к западу на территории Восточной Финляндии еще в 1971 г. О. Нюканен отмечал многочисленные дайки в гранито-гнейсовом фундаменте, которые, по мнению А.П. Светова [35], можно рассматривать как разновозрастные образования с дайками оз. Мал. Янисъярви. Этот район концентрации большого количества даек и силлов, пропитывающих доятулийский гранито-гнейсовый фундамент и терригенно-карбонатные породы, подстилающие лавово-вулканокластическое поле заонежского вулканического комплекса, А.П. Светов рассматривает как район предполагаемого расположения эруптивного центра. Величина эрозионного среза на площади дайкового поля только исходя из мощностей развитых здесь осадочных и вулканогенных пород ятулия составляет 1,8 км. Если же учесть величину среза гранито-гнейсового фундамента, то общая мощность уничтоженных денудацией пород приблизится, по мнению А.П. Светова, к 2,5–3 км. Он предполагает, что в данном районе эрозией вскрыта верхняя (апикальная) часть периферического магматического очага, представляющая собой зону развития глубинно взаимосвязанных инъекционных и камерно-инъекционных тел, пространственно сопряженных с линейной зоной растяжения, являющейся зоной магматической проницаемости. Эруптивные центры и отдельные вулканические постройки платформенного базальтового вулканизма Карелии принадлежат к трещинному, центральному и преимущественно комбинированному трещинно-центральному типам. По мере общей стабилизации ятулийской платформы, в связи с увеличением глыбовых тектонических движений, происходит усложнение эруптивных вулканических систем и преобразование их в конечные фазы вулканизма в эруптивные вулcano-плутонические системы. По нашему мнению, вряд ли эти конечные фазы можно называть вулcano-плутоническими, учитывая, что собственно плутонические образования в процессе их эволюции не выявлены, хотя предполагаемые глубины эрозионного среза – 3 км и более.

На территории Финляндии в районе Оутокумпу А. Муккола (1980 г.) отмечает дайки диабазов в ятулийских отложениях. Их возраст варьирует от 2250 до 2150 млн. лет. В Карелии А.П. Светов наблюдал, что в целом ряде мест силлы габбродиабазов пересекаются дайками аплитовидных средне-крупнозернистых гранитов рапакиви, а также жилами аплит-пегматитов и грубозернистых (до графических) пегматитов, являющихся производными Салминского массива гранитов-рапакиви. Дайки и жилы имеют небольшую длину (до 40–50 м) и мощность (от нескольких сантиметров до 3 м), согласное и секущее залегание во вмещающих эффузивных и субвулканических породах и преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание. Эти соотношения показывают, что после формирования вулканогенных комплексов в Карелии формировались плутонические гранитоиды. Дайки базитов широко развиты и в некоторых районах Кольского полуострова (южная часть Кейвской зоны, М.Т. Козлов, 1980 г.), причем первая группа древнее щелочных гранитов.

В пределах бассейна Хамерсли в Западной Австралии силлы основного состава известны также в протерозое (2700–1850 млн. лет) в трех сериях, сложенных осадочными и вулканическими породами и многочисленными пачками полосчатых железистых кварцитов (Trendall, 1980 г.): в серии Фортеस्कью, включающей наряду с мощными силлами основного состава и силлы кислого состава, и в сериях Хамерсли и Тури-Крик с силлами долеритов.

Дайки и силлы основного состава карбонового возраста широко развиты в пределах Сибирской платформы. Максимальная локализация их, как отмечала В.И. Гоньшакова (1961 г.), наблюдается в областях сочленения двух разнотипных структур (синеклиз и антеклиз; поднятий и прогибов, по Н.В. Другову), причем дайки часто представляют собой подводящие каналы для пластообразных интрузивов. В районах долеритовых (трапповых) интрузивов, как это установлено Л.И. Шахотько (1970 г.), развиты сложные дайки, включающие до 3–4 инъекций. Долериты и микродолериты прорваны маломощными дайками палагонитовых габбродолеритов (без зон закалки), а последние изредка дайками субщелочных габбродолеритов (с высоким содержанием ортоклаза и санидина в базисе). Более молодыми являются маломощные прожилки монцодолеритов (долерито-монцонитов) и гранофилов. Сложные дайки развиты в участках перехода от поднятий к прогибам. Радиологический возраст долеритов от 256 ± 10 до 278 ± 12 млн. лет. Л.И. Шахотько подчеркивает синхронность образования стратиформных и многократных интрузий и прорывание обоих типов интрузиями недифференцированных долеритов. Исследователи Сибири отмечают, что очень часто дайки долеритов приурочены к линиям древних тектонических нарушений. Состав пород находится в тесной связи с составом пород собственно эффузивной фации.

Пластовые тела и силлы долеритов Сибири привлекали к себе внимание многих исследователей: в 1936 г. – В.С. Соболева; в 1951, 1953 гг. – В.И. Гоньшаковой; в 1960, 1962 гг. – М.Л. Лурье, В.Л. Масайтиса, В.В. Ляховича; в 1957, 1969 гг. – А.П. Лебедева, в 1962 г., в 1959 г. и позднее – М.Н. Годлевского; в 1969 г. – Р.М. Завацкой, Э.Л. Варанда, В.Н. Коткова, Ю.С. Глухова, Т.Я. Корнева; в 1979 г. – Е.К. Ковригиной, В.Г. Ледневой, Н.С. Подгорной, Н.В. Дренова и др.

Многие годы долериты рассматривались как самостоятельные интрузивные комплексы; внутри них выделялись серии или они классифицировались как типы. Наряду с силлами и дайками долериты слагают также штоки. Если Р.М. Завацкая и Э.Л. Варанда выделили 10 типов долеритов от древних к молодым, имеющим региональные названия, то другие значительно меньше. Все исследователи отмечают, что рудогенерирующими из них являются только отдельные петрохимические типы. Наиболее часто силлы наблюдаются, по Р.М. Завацкой и Э.Л. Варанду, в басс. рр. Курейки, Северной, Ерачимо, в междуречье Нижней и Сухой Тунгусок (их состав: в ергалакском типе – титанавгитовые диабазы, шунтарском – субщелочные толеитовые диабазы, летнинском – габбродиабазы, диабазы, холуканском – диабазы, габбродиабазы, долериты, катанг-

ском — долериты, тычанском — долериты, амовском — долериты, курейском — долериты, габбродолериты, норильском — долериты, долерит-пегматиты, габбро). Дайки ими отмечаются в летнинском, амовском, норильском, туринском типах долеритов, причем в последнем дайки являются самой молодой интрузивной фазой региона. В 1969 г. В.Н. Котков и Ю.С. Глузов в районе среднего течения р. Ангары выделили ангарский и тычанский типы долеритов. В них, наряду с пластовыми и пластообразными интрузивами — силлами, наблюдаются дайки и дайкообразные тела. Последние размещены среди туфогенных пород и прослеживаются на 8—10 км. Ориентировка и мощности даек колеблются в широких пределах. В восточной части района дайки имеют северо-восточное простирание.

В южной части Сибирской платформы, как отмечали Е.К. Ковригина, В.П. Леднева и Н.С. Подгорная [32], подавляющая масса интрузий залегает в палеозойских отложениях, образуя крупные согласные и пологосекущие силлы значительной мощности и протяженности. Они указывают, что в триасовой эффузивной толще наблюдаются небольшие неправильной формы тела и кольцевые дайки. Для Тунгусской провинции характерны практически недифференцированные долериты, часто обогащенные оливином (катангский тип), и локально проявлены дифференцированные интрузии (курейский тип). Последние обладают высокой магнетизальностью и повышенными содержаниями Ni, Co, Cr и Cu. В Ангаро-Тасеевской провинции преобладают слабодифференцированные интрузии (ангарский тип). Интрузии кузьмовского и тычанского типов отчетливо связаны с зонами разломов, причем последние — с разломами северо-западной ориентировки.

В Западном Приангарье Т.Я. Корнеев (1969 г.) наряду с пластовыми интрузиями (силлами), переходящими иногда в интрузии неправильной формы, отмечал наличие сложных даек. Наиболее развиты пластовые тела мощностью от 5 до 200 м, протягивающиеся на десятки километров. Залегают они в отложениях кембрия, ордовика, карбона, перми и несогласно перекрываются юрскими угленосными отложениями. Тесная связь долеритов с туфогенной толщей нижнего триаса позволяет считать их возраст раннетриасовым. Характерной особенностью долеритов является их однообразие. Они сходны по внешнему облику, структуре, химическому и минеральному составу и представлены оливиновыми и безоливиновыми долеритами. Изредка устанавливаются миндалекаменные, троктолитовые и пикритовые долериты, долерит-пегматиты, феррогаббро и гранофиры. В более крупных телах наблюдается переход от плотных к зернистым (мелкозернистым до среднезернистым) долеритам. В центральных частях крупных силлов появляются шширообразные тела среднезернистых лейкократовых долеритов и долерит-пегматитов. В самых крупных телах наблюдаются габбродолериты, лейкократовые долериты, троктолитовые и пикритовые долериты, феррогаббро. Дайки обычно сложены оливиновыми долеритами. Установлено, что более сильная дифференциация наблюдается в интрузивах, залегающих на больших глубинах (250—1700 м). Ближе к поверхности долериты менее диффе-

ренцированы. Следовательно, на характер дифференциации оказывали влияние тектонические условия и глубина застывания магмы.

На Енисейском кряже траппы распространены в толщах от архея до кембрия. Представлены они долеритами, оливиновыми долеритами, габбродолеритами, троктолитовыми долеритами, в крупных телах появляются пегматоидные габбродолериты и гранофиры. Дайки имеют мощность от 2—3 до 40 м и протяженность до 1—2 км, пластовые тела имеют мощность до 60 м и прослеживаются на несколько километров. Н.В. Дренов показал, что различная степень дифференциации и различный облик долеритов обусловлены приуроченностью к тем или иным тектоническим структурам (поднятиям, прогибам и др.) и также зависят от размеров интрузивных тел.

Исследователями юго-западной части Сибирской платформы справедливо подчеркивается, что разнообразие долеритов обусловлено главным образом явлениями кристаллизационной дифференциации на месте, вызванной фракционированием и гравитацией. Более полная дифференциация проявилась только в крупных пластовых интрузивах. Значительное влияние на дифференциацию оказывали местные тектонические условия, а также глубина застывания интрузивных тел. Т.Я. Корнев считает, что выделение многочисленных комплексов или типов вряд ли справедливо, так как так называемые разновозрастные комплексы по р. Чуни слагают одни и те же тела с совершенно постепенными переходами. Эти долериты можно с полным основанием отнести как к ангарскому, так и кузьмовскому типам. В ергалахском типе мощность силлов 15—80 м, в шунтарском — до 20—30 м, летнинском — до 150 м (включая и дайки), холуканском — от 10 до 150 м, катангском — до 300 м, амовском — до 250—300 м, курейском — до 200—400 м (площадь до 100—300 км²). В курейском типе присутствуют сульфидная вкрапленность (1—7%), пирротин, халькопирит, магнетит, кубанит, пентландит и др.; генезис крупных вкрапленников магматически-ликвационный, интерстиционная вкрапленность позднемагматическая (Р.М. Завацкая и др., 1969 г.). Норильский тип представлен сульфидоносными дифференцированными (по оливину) интрузивами. Один из его подтипов — кочумдэксский представлен дайками сульфидсодержащих троктолитовых долеритов с очень высоким (до 16—20 %) содержанием окиси магния, не уступающим пикрит-троктолитам Талнаха. Дайки и пластовые интрузивы норильского типа имеют мощность до 150 м и протяженность до 50 м.

Внедрение долеритов в одних районах произошло в 5—6 интрузивных фаз (сухотунгусский район), в других в 7—8 интрузивных фаз. Каждая фаза интрузивной деятельности, по данным исследователей этого района, создавала свой петрохимический интрузивный тип. Силлы долеритов юга Сибирской платформы детально описаны Г.Д. Феоктистовым [39], их протяженность до 500 км. Они залегают согласно в осадочном чехле на разных стратиграфических горизонтах.

Дайки долеритов, наряду с дайками щелочных пород, описаны Н.П. Суриной (1968 г.) в Маймеча-Котуйской провинции. Эти дайки выполняют радиальные системы трещин вокруг интрузива Немакит. Подобные дайки наблюдаются и вокруг Инаглинского интрузива.

Силлы и дайки долеритов Карру [50] и в южной части Малави имеют северо-восточное простирание, параллельное основным разломам, определяющим рифтовую систему. В наиболее насыщенной дайками части пояса количество их составляет 4–5 на 1 км при протяженности отдельных даек от 5 до 50 км и мощности до 65 м. Редкие силлы диабазов с необычной “конусной” текстурой обнаружены и описаны М.Р. Шарпе (в 1978 г.) в Восточном Трансваале.

В Енисейском краже, по Е.К. Ковригиной [32], на рубеже архея и протерозоя по зонам расколов стабилизированного архейского комплекса внедрялись дайки диабазов (курушский дайковый комплекс), а в конце раннего протерозоя дайки диабазов и габбродиабазов (комаровский дайковый комплекс).

Дайки диабазов и лампрофиров широко развиты на Украинском щите. Закономерностей распространения их в пределах Украинского щита касались многие исследователи: в 1965 г. — Л.Г. Бернадская и И.С. Усенко; Н.П. Михайлова, А.М. Глевасская; в 1966 г. — И.Н. Чебаненко; в 1975 г. — А.К. Ахметшина; в 1976 г. — З.А. Крутиховская, И.К. Пашкевич, С.М. Подоленко, Н.П. Михайлова, А.Я. Карзанова, А.К. Ахметшина и др.; в 1979 г. — Н.П. Михайлова. Самыми древними (2320 млн. лет) являются дайки субмеридионального простирания. Дайки с простиранием $345\text{--}355^\circ$ имеют более молодой возраст (2090 млн. лет), с простиранием $315\text{--}330^\circ$ — 1870 млн. лет, а с простиранием $290\text{--}305^\circ$ — 1600–1800 млн. лет.

А.К. Ахметшина [1] выделила 30 дайковых поясов в восточной части Украинского щита и 11 дайковых поясов в левобережной части Среднего Приазовья. Дайки имеют северо-западное, широтное и реже меридиональное простирание. В дайковых поясах она различает следующие виды горных пород: диабазы, габбро, перидотиты; пироксениты, пикриты, лампрофиры, сиениты, граниты, т.е. очень широкую гамму горных пород. В целом, по ее мнению, дайки отражают зоны повышенной трещиноватости консолидированного фундамента щита. Дайки диабазов и лампрофиров рассматриваются исследователями Украинского щита как реликты подводящих каналов и субвулканических их фаций. Как правило, такие дайки приурочены к зонам глубинных разломов. Они фиксируют этапы тектоно-магматической активизации щита. Об этом свидетельствуют и данные по другим регионам, когда появляются дайки не только основного, но и кислого составов. Так, в Индии, в районах Бандра и Чанда (шт. Махараштра), докембрийский “гранитный” комплекс (Rajarajan, 1976 г.), сложенный полосчатыми гнейсами, гранитогнейсами, гранитами и другими породами, пересечен многочисленными дайками среднего, кислого и основного состава (кварцевые диориты, микрограниты, аплиты, метадолериты, порфиоровые диабазы, кварцевые долериты и др.). Дайки долеритов позднемезозойского — раннекайнозойского возраста развиты среди гнейсов в районе Керала (S. Sinha-Roy, H. Furnes, 1981 г.).

Таким образом, дайки в пределах платформ обычное явление и могут проявляться в очень широком возрастном интервале. Особенно на-

глядно это можно видеть на примере Сибирской платформы и Швеции. Так, в Швеции дайки долеритов имеют возраст от 1560 ± 79 до 735 ± 260 млн. лет.

Возрастные взаимоотношения даек и оруденения. Возрастные соотношения даек с оруденением в пределах рудных месторождений многообразны и относительно просты. Основные закономерности формирования сульфидных медно-никелевых месторождений на всех континентах мира обобщены Н.П. Михайловым, В.Л. Масайтисом и В.Н. Москалевой (“Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием”, 1981 г. с. 3–22). Они отмечают, что сульфидные медно-никелевые месторождения при сравнительно однородном и однотипном минеральном составе руд проявляются в связи с разнообразными ассоциациями материнских мафитовых и ультрамафитовых пород, формирующихся в разнотипных тектонических режимах и в различных фациальных условиях. Габбро-диабазовая формация (мощные дайки и силлы), широко распространенная в миогеосинклинальных зонах и в их устойчивых поднятиях, ими оценивается как неспособная к образованию в связи с ними крупных рудных концентраций; в то же время базальт-долеритовая (трапповая) формация, связанная с платформенным режимом, содержит оруденение. Наиболее продуктивными для образования сульфидных медно-никелевых руд были следующие эпохи: ранний докембрий (поздний архей), поздняя пермь — ранний триас (Норильская группа, Инсизва).

В последние годы интересный материал получен по Карелии. Здесь в ряде случаев силлы габбродиабазов рудоносны: Койкарский и Пудожгорский [35] и силлы ятулийского вулканогенного комплекса характеризуются наличием титаномагнетитовой сегрегационно-магматической вкрапленности, а некоторые силлы заонежского комплекса содержат сингенетическую медно-сульфидную рассеянную минерализацию.

Исследователи Сибирской платформы магнетитовое оруденение связывают с летнинским и усольским типами долеритов, исландский шпат — с тычанским типом, а никеленосными считают курейский и норильский типы долеритов.

Для Ангаро-Илимского района (южная часть Сибирской платформы) А.А. Пэк и Д.И. Павлов [42] в настоящее время развивают гипотезу о тепловой мобилизации пластовых рассолов региональными силлами долеритов (траппов). Рассмотрев механизм образования железорудных брекчиевых трубок, они считают, что ведущим процессом, ответственным за обогащение пластовых рассолов железом, является процесс высокотемпературного гидротермального изменения долеритов. Потенциальная рудопродуктивность предполагаемого процесса образования железорудных трубок ангаро-илимского типа согласуется с данными по запасам месторождений региона как в отношении рудогенерирующей способности возможных источников железа, так и в отношении оценки транспортных возможностей гидротермальной системы — количества и концентрации участвующих в гидротермальном процессе железоносных растворов. Предлагаемая гипотеза позволяет понять исключительную

“сухость” основной магмы, кристаллизующейся в виде силлов и реже даек на юге Сибирской платформы. В пользу этой гипотезы, по мнению А.А. Пэка и Д.И. Павлова, свидетельствует пространственное совмещение ареалов развития месторождений Ангаро-Илимского типа, усольско-го траппового типа и усольской каменной соли.

Ф.И. Вольфсон, Н.В. Дружинин [6], обобщая данные по всем типам месторождений, отмечали, что собственно магматические медно-никелевые месторождения возникают на щитах, либо на краях активизированных платформ и тяготеют к наиболее мобильным участкам. Отличительной особенностью платформенных месторождений является сближенность всех процессов во времени. В норильских месторождениях это подтверждается тем, что габбродолериты вместе с заключенными в них сульфидными рудами пересекаются дайками и силлами диабазов.

В месторождениях, расположенных на щитах (Садбери в Канаде), последовательность событий была иной. Интрузивная деятельность отделена очень большими промежутками времени от эпохи непосредственного образования массивных руд. Позднее массив Садбери пересекается многочисленными дайками диабазов северо-западного направления, развитыми главным образом в массиве, реже во вмещающих архейских гранито-гнейсах. Некоторые исследователи считают, что после образования сульфидных руд образовались мелкие трапповые и аплитовые дайки, затем развивались рудоносные брекчии, позднее появились крупные трапповые дайки, а затем и дайки оливиновых базальтов.

Исследователями траппов Сибири было замечено, что рудные узлы располагаются в участках пересечения периклинальных окончаний мульды региональными разломами.

Сульфидоносные (медно-никелевые) трапповые магмы Восточной Сибири зарождались, по мнению М.Н. Годлевского и А.П. Лихачева [32], в краевой северо-западной части платформы в период проявления пермотриасового магматизма, вероятно, в пограничных зонах (прогибах, областях активизации) стабилизации блоков архейского возраста, представленных в настоящее время ультрабазитовыми телами Анабарского и Алданского кристаллических массивов.

Сульфидоносным трапповым интрузивам Восточно-Сибирской платформы, особенно магматическим образованиям Талнахского и Норильского рудных узлов, посвящено более 10 монографий, несколько монографических сборников и значительное количество крупных статей. Наиболее полно сведения об этих интрузивах изложены в многочисленных книгах и статьях В.В. Золотухина. Известны также работы М.Н. Годлевского, А.Д. Генкина, А.П. Лихачева, А.В. Тарасова, Д.А. Додина, И.А. Наторхина, И.А. Зотова, В.В. Дистлера, М.Ф. Смирнова, Г.Б. Роговерд, А.М. Виленского и др. Остановимся на характеристике трапповых интрузивных образований и особенностях соотношения с ними сульфидной медно-никелевой минерализации Сибирской платформы. Сделаем это на типичном и хорошо изученном примере — интрузивах и оруденении Талнахского рудного узла, которые кратко, но полно рассмотрены И.А. Зотовым в 1979 г. на основании анализа накопленных в литературе данных.

Установлено, что Талнахский и Норильский рудные узлы располагаются на участках пересечения протяженными глубинными разломами периклинальных окончаний крупных мульдообразных прогибов, заполненных вулканогенными отложениями.

В Талнахском рудном узле, как и во всех других, встречаются трапповые интрузивы нескольких типов. Относительно древними являются титан-авгитовые долериты ергалахского комплекса. Позже них формируются магматические образования сульфидоносного комплекса, к которому принадлежат силлы оливинсодержащих лейкогаббро, слабо дифференцированные интрузивы оливинсодержащих габбродолеритов нижнеталнахского (моронговского, курейского) типа, сильно дифференцированные интрузивы оливинсодержащих габбро-долеритов верхнеталнахского (норильского) типа. Перечисленные магматические образования пересекаются маломощными дайками безоливиновых и бессульфидных долеритов.

Все типы интрузивов сульфидоносного комплекса содержат ликвационную сульфидную вкрапленность, но продуктивными на промышленную минерализацию являются только интрузивы верхнеталнахского типа. Геологические формы магматических тел ергалахского и сульфидоносного комплексов сходны. Все они образуют силлы мощностью от первых до нескольких десятков метров. Наибольшая мощность у тел нижнеталнахских интрузивов (450—475 м). Силлы лежат согласно в полого падающих к востоку и спокойно залегающих терригенно-осадочных и вулканогенных толщах. Лишь в редких местах магматические тела имеют секущие взаимоотношения с вмещающими породами. Залегание вулканогенно-осадочных толщ нарушается в зонах глубинных разломов, представленных системой грабенов, осложненных горизонтальными смещениями блоков пород. Тектоническими нарушениями захватываются и магматические тела.

Несмотря на сходство составов, геологических форм и мощности интрузивов сульфидоносного комплекса, тела продуктивных интрузивов верхнеталнахского типа обладают рядом характерных только для них черт: сложная морфология, сильная дифференцированность, присутствие горизонтов крупнозернистых, так называемых “такситовых” габбродолеритов, залегающих в нижней части магматических тел, и необычно высокое содержание в породах ликвационных сульфидов. Характерны также увеличенные ореолы метаморфических пород и метасоматитов магматической стадии в экзоконтактах продуктивных интрузивов.

Сложная морфология продуктивных интрузивов выражается в обилии силлообразных апофиз — ответвлений во фронтальной части и в кровле главных массивных тел верхнеталнахских интрузивов. В отличие от состава последних, апофизы сложены в основном безоливиновыми долеритами и не содержат ликвационных сульфидов.

В главных телах верхнеталнахских интрузивов отчетливо проявлена гравитационно-кристаллизационная дифференциация, зафиксированная в верхней части разрезов интрузивов, в так называемой расслоенной серии тел. Дифференциация выражена в сравнительно постепенном накоплении книзу оливина и ликвационных капель сульфидных расплавов.

Соответственно сверху вниз осуществляется переход от безоливиновых бессульфидных долеритов к пикритовым габбродолеритам, содержащим 5–7 % каплевидных выделений пентландит-халькопирит-пирротинового состава. Диаметр сульфидных капель книзу увеличивается от 0,3 см в оливинсодержащих долеритах до 2,0–2,5 см в пикритовых габбродолеритах. Крупные капли иногда сливаются, образуя короткие шнуры. На ликвационную расплавленную природу сульфидных выделений в этих магматических породах указывает не только каплевидная форма выделений, но и закономерное разделение каждой капли по примерно горизонтальной поверхности на халькопиритовую часть вверху и пирротинтовую внизу. Приведенная картина дифференцирования является обобщенной, идеализированной и в реальных разрезах обычны осложнения.

Ниже расслоенной серии в главных телах продуктивных верхнеталнахских интрузивов постоянно присутствует горизонт крупнозернистых, до пегматоидных мезократовых оливиновых габбродолеритов, содержащих от 5 до 10 % агрегатных скоплений сульфидов, также имеющих ликвационную природу. Качественный и количественный состав ликвационных скоплений такой же, как в каплях вышележащего слоя. Породы слоя имеют невыдержанный состав, обусловленный обильными обособлениями меланократовых пород, представляющих собой в разной степени переработанные ксенолиты пикритовых габбродолеритов, различных роговиков и метасоматитов магматического этапа из экзоконтактов интрузивов. Поэтому породы этого горизонта интрузивов названы такситовыми габбродолеритами. В породах вышележащего слоя пикритовых габбродолеритов такситовые образуют многочисленные жилки и текстуры метасоматической "такситизации", которая А.В. Тарасовым была описана как магматическое замещение.

В продуктивных интрузивах верхнеталнахского типа также локализованы значительные массы сульфидных руд иного геолого-генетического типа. В подошве интрузивов залегают массивные сульфидные руды, образованные внедренными сульфидными магмами, которые пересекали некоторые горизонты интрузивов. В верхнем и нижнем экзоконтактах магматических тел распространены метасоматические сульфидные руды, а во фронтальных частях отдельных тел — брекчиевидные руды неясной природы. Геолого-генетические закономерности, установленные в Талнахском рудном узле, до деталей повторяются в Норильском и других рудных узлах.

Талнахский и Норильский рудные узлы к настоящему времени хорошо изучены и представляют собой уникальные полигоны для решения проблем рудообразования и связи оруденения с магматизмом. Кратко остановимся на достижениях в этой области.

М.Н. Годлевский (1959 г.) считает, что сульфидоносные интрузивы северо-западной части Сибирской платформы произошли из более глубоких слоев мантии, чем трапповые магмы магнетитовых месторождений платформы.

Избирательная концентрация промышленных залежей сульфидных руд около и внутри интрузивов только одного типа в Талнахском и Но-

рильском рудных узлах объясняется следующими причинами. Большинство исследователей считают, что сульфидное вещество выносилось магмами в растворенном и во взвешенном состоянии в виде ликвационной вкрапленности. Ликвационная составляющая могла осадаться по пути подъема или во время остановки в промежуточном очаге, образуя скопления сульфидных расплавов. Последние внедрились позже и образовали массивные руды. Избирательная концентрация рудного вещества в определенных фазах расплавов объясняется обогащением этих порций магм в ювенильном источнике. Обогащение же металлом, по мнению исследователей, возможно, обусловлено предварительным извержением на поверхность больших количеств истощенных магм, заполнивших мульдообразные прогибы. Предполагают также, что ювенильные магмы могли выносить рудные металлы не обязательно в форме сульфидов, которые образовывались уже в земной коре за счет заимствованной серы терригенно-осадочных толщ. В связи с этим ссылаются на широкое распространение на платформе осадочных ангидритовых пород, которые залегают непосредственно в экзоконтактах интрузивов в рудных узлах.

Новые представления были сформулированы И.А. Зотовым в 1979 г. Он считает, что избирательная обогащенность сульфидами магматических тел только верхнеталнахского типа обусловлена активным участием в них трансмагматических флюидов. По мнению И.А. Зотова, именно флюиды привносили рудное вещество из мантии, а разгрузка его в расплавах на месте современного залегания интрузивов или в промежуточном очаге происходила в результате разложения восстановительных флюидов при окислении кислородом вмещающих толщ. Выделяющееся при окислении флюидов тепло способствовало большей завершенности гравитационно-кристаллизационной дифференциации продуктивных интрузивов. Именно с избирательным действием трансмагматических флюидов лишь в отдельных фазах интрузий И.А. Зотов связывает увеличенные мощности около них метаморфических ореолов, метасоматитов магматического этапа, а также обилие апофиз, образовавшихся, по его мнению, в результате магматического замещения. В этих гипотетических представлениях И.А. Зотов пытался связать главные типоморфные особенности продуктивных интрузивов с действием рудоносной субстанции — трансмагматических флюидов.

В отдельных более ранних работах Д.С. Коржинского, М.А. Наторхина, А.В. Тарасова, В.В. Золотухина уже можно обнаружить некоторые сходные элементы рудогенерирующих процессов в сульфидоносных траппах, более полно развиваемых И.А. Зотовым.

Л.Г. Сухов и В.И. Борисов [32] подчеркивают, что в Хараелахском рудном поле метасоматическими преобразованиями внутрирудного этапа, отражающими длительность рудообразования, затронуты не только медно-никелевый рудоносный интрузив и вмещающие его породы, но и секущие дайки и силлы микродолеритов.

Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием рассмотрены в специальном сборнике статей того же наименования (1981 г.). В статье Г.И. Кавардина месторождения Но-

рильск I, Талнахское, Октябрьское и Инсизва отнесены к норильскому формационному типу медно-никелевой рудной субформации. Н.С. Малич, Е.В. Туганова, выделяя Талнахско-Норильский, Горозубоский, Имангдинский, Второпорожский (р. Курейка), Моронговский, Фокинский, Тулаек-Тааский, Горнозерский, Велингнинский типы дифференцированных интрузий, относят интрузии талнахо-норильского типа к самостоятельной оливинит-габбровой формации и предполагают, что породы этих интрузий кристаллизовались из магмы иного состава и в иных внутрикамерных термодинамических условиях, чем приповерхностные интрузии долеритов, относимые к долеритовой формации. Наиболее перспективными они считают первые три, менее перспективными — четвертый и пятый и не перспективными — последние четыре типа. Таким образом, подводя итоги имеющихся данных по рудоносным интрузиям Восточной Сибири, отметим, что дальнейшее их изучение, по-видимому, позволит исследователям, привлекая геологические, петрологические, геохимические и другие данные, произвести корректную их типизацию и однозначное выделение соответствующих магматических формаций.

В пределах медно-никелевых месторождений Мончегунды формировались массивы среднепротерозойских основных и ультраосновных пород, затем дайки, а позднее рудные жилы. Среди даек в массиве развиты также габброноритовые пегматиты, которые по простиранию переходят в сплошные сульфидные руды через магнетитовую оторочку. Рудоносный раствор был вязким и тяжелым, что подтверждается фактом нахождения в руде ксенолитов даек диабазов, которые могли быть отторгнуты от коренных даек и перенесены на расстояние не менее 150 м (Л.Г. Страхов, 1978 г.).

Таким образом, медно-никелевая и магнетитовая минерализация тесно связаны с формированием тел силлоподобных долеритов, в типичных крутопадающих дайках оба типа минерализации наблюдаются редко. В районах, где железорудные месторождения сингенетичны осадочным толщам, дайки появляются значительно позднее и не имеют никакого отношения к рудным процессам.

Рассматривая магматизм и его соотношение с оруденением на платформах и щитах, отметим, что, по А.К. Ахметшиной [1], для локализации Cu, Ni и Co, помимо зон брекчирования и расщеливания, благоприятны места развития различной трещиноватости, и в том числе трещины, заполненные дайковыми образованиями. Ряд сульфидных рудопроявлений этого типа и частично силикатные месторождения никеля как на Украинском щите, так и в других регионах земного шара косвенным или прямым путем тесно связаны с процессами внедрения даек и дайкообразных тел основного и ультраосновного состава. Я.Н. Белевцев, Я.Н. Голубев (1976 г.) считали, что районы развития дайковых ультрабазитовых пород в восточной части Украинского щита благоприятны для поисков Cu — Ni — Co оруденения при наличии зон брекчирования и повышенной трещиноватости.

А.К. Ахметшина отмечает, что площади, насыщенные цветными и редкими металлами и редкоземельными элементами, явно тяготеют к об-

ластям околоузловых пространств пересечения дайковых поясов. Многообразии типов минерализации и видов дайковых пород в пределах Украинского щита показывает, что зоны повышенной проницаемости были благоприятны для внедрения как дайковых пород, так и рудных растворов, и эти участки заслуживают детального исследования как рудничных геологов, так и петрологов.

В Зимбабве ультраосновные породы Бушвелдского массива и Великой дайки (докембрий) приурочены к меридиональной линейно вытянутой зоне. Хромитовое оруденение отмечается почти на всем протяжении Великой дайки, пересекающей территорию Зимбабве. Запасы высококачественных руд хромитов более 12 млн. т (World Mining, 1980 г.). Это дайкообразное тело (Ф.И. Вольфсон, Н.В. Дружинин, 1975 г. и др.) характеризуется полосчатым строением и сложено (снизу вверх) серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, пироксенитами и габбро с падением их контактов к центру интрузива под углом от 10 до 30°. Хромитовые руды располагаются строго по "напластованию" в нижней части интрузива среди дунитов и гарцбургитов и прослеживаются по простиранию на несколько километров. В северной части Великой дайки размещение хромитовых пластов напоминает развитие флюиальности, характерной для верхних частей магматических тел, слабо вскрытых эрозией. Характер развития хромитовых руд не вызывает сомнения в их магматической природе.

Для месторождений СССР Н.В. Павлов и И.И. Григорьева еще в 1973 г. отмечали, что хромитовые руды, наблюдаемые в серпентинизированных дунитах, иногда пересекаются дайками габбро и дунитов. Так, на Саранском месторождении (Северный Урал) полностью серпентинизированные перидотиты пересечены дайками зеленокаменных пород и более мощными дайками габбродиабазов.

Медное месторождение Караиба (Бразилия) рассматривается исследователями [49] как метаморфизованное первично-магматическое в преобразованном до гиперстенных и базитовых гранулитов силле норитов архея (2900 млн. лет).

Немногочисленные дайки диабазов (1,1 млрд. лет) в железорудных районах северной части Канадского щита имеют северо-восточное, близкое к широтному простирание и формировались позднее сингенетичных осадочным толщам железорудных месторождений. На железорудном месторождении Айрон-Маунтин ветвящиеся дайки андезитов трех генераций северо-восточного и близкого к широтному простираний также пересекают железорудные тела докембрийского возраста ("Рудн. м-ния США", 1973 г.).

Прежде чем перейти к изложению материалов по дайкам складчатых областей, кратко коснемся вопроса размещения кимберлитов на платформах.

В обобщенном виде сведения о кимберлитовых дайках и силлах даны в работе И.П. Илупина, Ф.В. Каминского и Е.В. Францессон [14]. Они отмечают, что среди даек и силлов наблюдаются два вида кимберлитов: 1) слюдяные (лампрофировые) и 2) бедные слюдой (базальтоидные).

По химическому составу кимберлиты соответствуют ультраосновным породам (см. рис. 8, врезка). Они тесно связаны с формированием ультраосновных, щелочных и щелочно-ультраосновных магм. Кимберлитовые дайки известны в Сибири, Африке, Индии, Северной и Южной Америке, КНР, Австралии, причем они развиты главным образом в пределах контуров платформ, реже близ них. Они встречаются и на территории Восточно-Европейской платформы.

Силлы кимберлитов известны в Гренландии и Южно-Африканской Республике. Это порфиновые горные породы массивной флюидальной структуры с мелкозернистой или апостекловатой основой массой. Редко дайки и дайкообразные тела имеют брекчиевую, флюидальную текстуру. Кимберлитовые дайки, как правило, расположены группами, имеют разнообразную морфологию, падение обычно крутое, реже наклонное ($30-65^\circ$), мощность от первых сантиметров до 4–5 м, в раздувах до 15, редко 50 м. Наблюдаются как самостоятельные дайки, так и сопряженные с трубками. Кимберлитовые дайки и трубки образуют обычно линейно-вытянутые цепочки, свидетельствуя о существовании кимберлитовещающих ослабленных зон.

Установлены докембрийские (Южная Африка, Южная Америка, Индия), палеозойские и мезозойские (Сибирская платформа — ранне-среднекарбонные, средне-позднетриасовые, позднерурские, раннемеловые) кимберлиты, в том числе и в дайковой форме. Дайки редко бывают алмазоносны. И.П. Илупин и др. [14] предполагают, судя по специализации химизма, минералогии и другим особенностям состава, множественность кимберлитовых очагов и наличие особых локальных тектонических условий для их проявления. Ф.В. Каминский (1969 г.) предложил сходные с кимберлитами породы позднерифейского возраста, являющиеся самыми древними из образований подобного рода, называть ингилитами. Он установил и обосновал их неалмазоносность. Эти горные породы вместо граната-пирропа в качестве одного из главных породообразующих минералов содержат моноклинный пироксен. Породообразующие минералы их более железисты, чем в типичных кимберлитах, и имеют ряд других особенностей, позволяющих отличать их. Дайки имеют мощность от дециметров до 2,5 м, редко до 10–15 м, при протяженности от первых сотен метров до 10 км. Падение вертикальное или крутое.

Вышеприведенные данные показывают, что дайки (и главным образом силлы) платформ могут быть продуктивны на отдельные типы руд, а также появляться после формирования рудоносных магматических тел, завершая развитие магматизма в регионе.

ДАЙКИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Наиболее широко дайки развиты в складчатых областях (см. рис. 1), сопровождая формирование вулканических, вулканоплутонических и плутонических комплексов, при этом пологопадающие дайки (силлы) встречаются реже, чем крутопадающие. В геологической истории регионов дайки появляются неоднократно, отражая специфику развития от-

дельных участков земной коры и глубинность зарождения магм. В ранние этапы развития складчатых областей появление даек тесно связано с вулканическими процессами, реже с плутоническими, и они принадлежат главным образом производным основной магмы. В средние этапы развития складчатых областей число даек заметно возрастает, и распределение их более закономерно. Дайки являются производными как основной, так и кислой магм. В поздние этапы развития складчатых областей, включая и этапы их активизации, количество даек становится максимальным. Они выполняют разнообразные системы трещин и являются производными всех существующих в природе типов магм, причем щелочно-базальтоидные магмы наиболее глубинны, и появление даек производных этой магмы наблюдается в заключительные этапы развития складчатых областей.

Ю.А. Билибин "Металлогенические провинции и металлогенические эпохи" (1955 г., с. 3–87) отмечал, что в каждой металлогенической провинции рудные месторождения были сформированы в несколько последовательных этапов. Тогда же он подчеркивал, что развитие подвижных поясов происходит в четыре этапа: ранний — развитие геосинклинали, средний — превращение геосинклинали в складчатый пояс, поздний — развитие складчатого пояса, конечный — завершение развития складчатого пояса. С каждым из них связаны свои типы месторождений. К наиболее поздним Ю.А. Билибин отнес телетермальные месторождения, проявляющиеся вне видимой связи с магматическими породами.

Дайки ранних этапов развития складчатых областей

Сведения о дайках ранних этапов развития складчатых областей немногочисленны. В СССР они известны на Южном Урале, на юго-востоке Западного Саяна, в Восточном Саяне, Карелии, Большом Кавказе (Дагестан), Малом Кавказе, возможно, в Казахстане (Тектурмасский антиклинорий). Подобные дайки описаны в Монголии, на Ньюфаундленде и в других районах. Дайки ранних этапов развития складчатых областей представлены главным образом габбродиабазами и диабазами. Они наблюдаются в толщах базальтов и, как установлено в последние годы, широко развиты в типичных разрезах офиолитовых ассоциаций, где слагают параллельные дайки. В низах дайки прорывают серпентиниты, клинопироксениты и среднезернистые габбро, а выше в междайковых пространствах зажаты вертикальные линзы габбро. Дайки прорывают зеленокаменные базальты, причем в их низах дайки многочисленны; вверх по разрезу количество даек быстро убывает. Подобные взаимоотношения отмечают А.С. Перфильев и Н.Н. Херасков [28] в пределах развития Хабарнинской (Южный Урал), Куртушибинской (Западный Саян) и Баян-Хонгорской (Монголия) офиолитовых ассоциаций (рис. 2). Они отмечают, что в Хабарнинской офиолитовой ассоциации более ранние дайки (I генерации) обладают в нижних их частях четкими закаленными контактами. Выше закаленные контакты между дайками исчезают, дайки перестают обособляться, размерность зерен в породе закономерно варьирует, по-

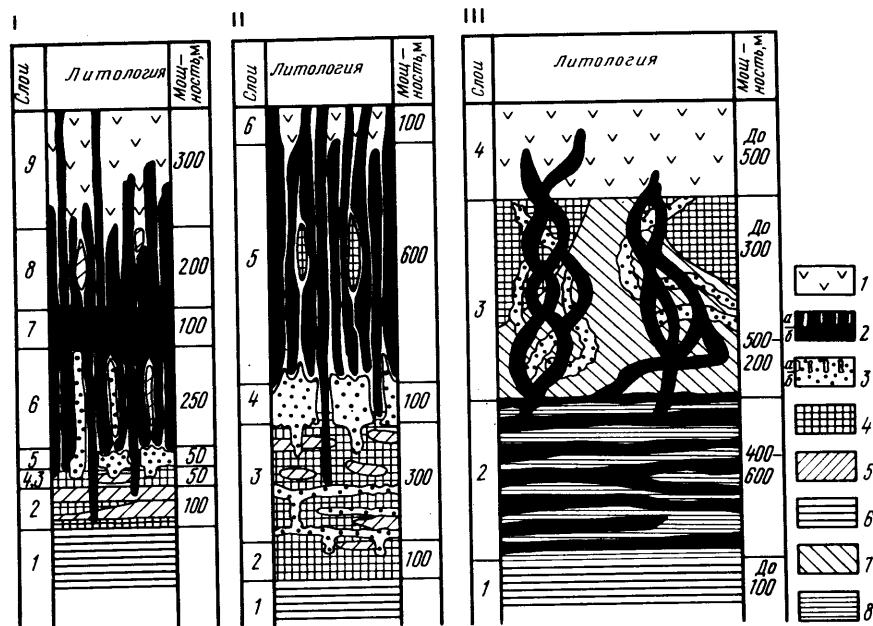


Рис. 2. Морфология дайковых пород в районах раннегеосинклинального этапа развития складчатых областей, по данным А.С. Перфильева и Н.Н. Хераскова.

Схематические колонки Хабаровинской (I), Куртушибинской (II) и Баян-Хонгорской (III) офиолитовых ассоциаций: 1 — основные эффузивы; 2 — дайки (а) и силлы (б) II генерации; 3 — то же, I генерации; 4 — пироксениты; 5 — верлиты; 6 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 7 — магматическое габбро; 8 — разнородное габбро

является субгоризонтальная отдельность, подчеркнутая расплывчатыми зонами закалки, исчезающими по простиранию, и маломощными магматическими брекчиями. Еще появляются вначале отдельные, а затем многочисленные дайки диабазов II генерации, отличающиеся от габбродиабазов I генерации тонкозернистой структурой. Диабазы образуют параллельные дайки, в междайковых пространствах которых сохраняются линзы габбродиабазов I генерации. В диабазов II генерации выше по разрезу постепенно исчезают четкие зоны закалки между дайками, появляется пологая отдельность, подчеркнутая расплывчатыми зонами закалки. Вверху диабазы обладают крупноглыбовой текстурой, изредка встречаются миндалекаменные разности. Еще выше по разрезу вновь обособляются параллельные субвертикальные дайки диабазов II генерации. Линзовидные, реже шаровидные междайковые участки сложены среднезернистыми габбро и габбродиабазами, всегда окруженными зонами закалки. Элементы полосчатости в габбро сохраняют первоначальную субгоризонтальную ориентировку, что дает основание говорить, что эти породы не перемещены в процессе движения магмы. Таким образом, дайки двух генераций располагаются главным образом внутри полосчатых габбро, и

лишь отдельные дайки проникают в вышележащие базальты. Параллельные дайки группируются в отдельные блоки, каждому из которых свойственна своя ориентировка даек. При этом последние всегда перпендикулярны по отношению к расслоенности пород офиолитовой ассоциации и фации пластообразного залегания. В Баян-Хонгоре (МНР) верхние вулканические члены офиолитовой ассоциации относятся условно к венду — раннему кембрию. В них наблюдаются единичные дайки, но широко они развиты в габбро, причем первые их генерации крупнозернистее, вторые, более молодые, относительно мелкозернисты. По составу дайки принадлежат микрогаббро, габбродиабазам и диабазам и повсеместно имеют четкие закаленные контакты с габбро, в отличие от даек Хабаровинской и Куртушибинской офиолитовых ассоциаций. Дайки в Баян-Хонгоре не имеют строгой ориентировки, ветвятся и переплетаются, в результате чего образуется сложная магматическая брекчия. В последней наблюдаются серпентиниты, серпентинизированные верлиты, реже наблюдаются пироксениты.

А.С. Перфильев и Н.Н. Херасков [28] рассматривают горизонтальные мощные дайки как питающие камеры вулканических фаций, залегающие непосредственно на габбро-гипербазитовом комплексе. Современными аналогами их они считают зоны близповерхностных волноводов, устанавливаемых в последнее время в срединно-океанических хребтах. По химическому составу диабазы идентичны вышележащим толеитовым базальтам.

Р.Г. Язева (1978 г.) отмечала, что в Войкарском районе Полярного Урала продукты инициального вулканизма представлены дайками диабазов, залегающих среди метагабброидов и серпентинизированных гипербазитов. Все они вместе с метагабброидами несут следы амфиболитовой фации метаморфизма.

Е.А. Радкевич, А.М. Кокорин, В.А. Анахов и др. (1980 г.) считают, что в Кавалеровском районе Приморья в геосинклинальный период развития образовались линзы и силлы спилитов и сложноветвящиеся дайковые тела габбродиабазов, ориентированных в субширотном и северо-восточном направлениях, протяженностью до 1,5 км, при мощности до 100 м.

Таким образом, в ранние этапы геосинклинального развития складчатых областей дайки и силлы габбродиабазов и диабазов являются обычным явлением, отражающим развитие магматизма территорий.

Дайки и колчеданное оруденение. В настоящее время, как отмечал В.И. Смирнов в предисловии к книге "Колчеданные месторождения Мира" [20], большинство исследователей считают, что колчеданные месторождения являются продуктом вулканогенной активности, относятся к интравулканическим и поствулканическим объектам базальтоидной магмы, среди образований которой или вблизи с которыми они, как правило, размещаются. Они свойственны главным образом вулканогенным и вулканогенно-осадочным формациям и возникли в тесной пространственной и генетической связи с продуктами субмаринного базальтоидного вулканизма ранних стадий эвгеосинклинального режима. Колчеданные

месторождения формировались ближе к концу эволюции эвгеосинклинальных вулканических процессов, когда происходило обмеление геосинклинального моря, сокращалась площадь вулканических ореолов, основные лавы сменялись хорошо дифференцированными щелочными и кислыми, излияния уступали место эксплозиям, сравнительно кратковременные пароксизмы сменялись более длительным поствулканическим отделением летучих продуктов. Вследствие повторения вулканических циклов, по мнению исследователей, могло возникнуть несколько генераций колчеданных провинций, рудных полей и даже месторождений. В раннюю стадию этого процесса преобладала садка рудообразующего вещества, выносимого вулканогенными возгонами, на дне геосинклинального моря, в более позднюю — превалировало метасоматическое рудообразование. Позднее колчеданные руды подвергались воздействию орогенеза, регионального и локального метаморфизма, обычно заметно преобразующего их облик. Многие колчеданные месторождения, будучи эндогенными по источнику рудообразующего вещества, в той или иной мере являются экзогенными по отложению этого вещества на дне моря. Колчеданные месторождения появлялись в докембрийскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую эпохи. М.Б. Бородаевская и др. [20] выделили 8 типов провинций, принадлежащих к базальтоидному, андезитоидному, риолитоидному (липаритоидному) магматизму. Соотношения даек с колчеданными рудами в вулканогенно-осадочных формациях разнообразны. Так, в ряде герцинских месторождений собственно колчеданные руды пересечены дайками порфировых базальтов (месторождение Летнее, Мугоджары), диабазов (месторождение 50 лет Октября, Мугоджары), диоритовых порфиритов (Худесское месторождение, Кавказ). В альпийских месторождениях собственно колчеданные руды пересечены дайками дацитов (месторождение Фурутобе в Японии), габбродиабазов (Кедабекское рудное поле, Кавказ), диабазов (Кафанское месторождение, Малый Кавказ, месторождения Кипра и др.). На месторождении Ивами (Япония), наряду с собственно колчеданными рудами, наблюдаются прожилково-вкрапленные сульфидные руды, которые накладываются на субвулканические дайки дацитов. В последние годы появляются данные о том, что типичные стратиформные колчеданные месторождения с глубиной (как это показали эксплуатационные работы) переходят в крутопадающие штокверковые и жильные. Подобные явления обнаружены и на колчеданных месторождениях острова Кипр, что свидетельствует о вероятном гидротермальном их происхождении и более сложных связях магматизма и оруденения, чем это считается многими исследователями. Исследования А.В. Пэка в Красноуральском рудном поле (Урал) показали, что колчеданное оруденение возникает после того как вмещающие породы были интенсивно деформированы и пересечены дайками кислых и основных пород. По мнению Ф.И. Вольфсона, формированию колчеданных месторождений, сложенных сульфидами, на дне океана не может способствовать высокий кислородный потенциал. Установлено, что для руд колчеданных месторождений не характерно окисление сульфидов. На дне океана могут возникать руды сложного состава (окисленные и

сульфидные) при условии, что глубина океана не менее 2 км. Примером могут служить месторождения Красного моря, содержащие сульфиды и окислы одновременно. Таким образом, связи колчеданных месторождений с магматизмом заслуживают дальнейшего изучения.

Дайки средних этапов развития складчатых областей

Появление даек в среднем этапе развития складчатых областей отмечается значительно чаще, чем на ранних. Они соответствуют производным вулканических, но чаще плутонических комплексов и имеют обычно линейное развитие. Сведения в литературе о их развитии не очень многочисленны, особенно в связи с тем что само понятие "средний этап" не является до сих пор до конца установившимся, и разными исследователями трактуется неоднозначно. Большинство исследователей относят к этому этапу синорогенный плутонический магматизм, развитие которого идет в нормальной последовательности их образования от ультраосновных (дуниты, перидотиты, нориты), основных (габбро) пород к кислым (диориты, гранодиориты и граниты), причем последние наиболее широко распространены. С этим этапом развития магматизма, по мнению ряда исследователей, особенно после появления монографии Г. Шнейдерхена (1955, 1958 гг.), связывается большая группа месторождений (магматических, пегматитовых, контактово-пневматолитовых), а также плутоническая группа гидротермальных месторождений.

Вместе с тем в настоящее время появляется все больше данных о более сложном развитии складчатых областей. В собственно синорогенный этап, когда происходит складкообразование, как показывают многочисленные данные, плутоны часто не имеют многофазного строения, а широко развитые дайки принадлежат апофизам более глубоко залегающих собственно интрузивных фаз, реже внутрикамерным инъекциям. Более поздние дайки в этот этап обычно не формируются. Рудообразующая роль этого этапа у исследователей обычно не вызывает сомнения, особенно в связи с гранитоидным магматизмом. Среди гранитоидных даек, связанных с этим этапом, следует отметить "пегматит-аплитовые" дайки в норитах Южно-Калифорнийского батолита, описанные Е.Е. Фурдом (1977 г.). Мощность даек от 1,5 до 2 м, длина до 1,6 км. Приконтактовые зоны сложены гранит-аплитами, центральные гранит-пегматитами зонального строения с полостями в центральных частях. В полостях наблюдаются турмалин, берилл, апатит, а также многочисленные редкоземельные и другие минералы.

П.О. Генкин, И.А. Панычев, М.Р. Придатко (1978 г.) отмечали, что гранит-пегматиты в кровле одного из нескрытых эрозией гранитоидных плутонов в бассейне р. Колымы, приуроченного к верхнепермским осадочным и триасовым осадочным и вулканогенно-осадочным образованиям, имеют мощность 0,4–1,5 м, протяженность 200–2000 м в сколовых системах трещин и очень малую мощность и протяженность (не более 200 м) в трещинах разрыва. Они наряду с кварцем, полевыми шпатами и мусковитом содержат аксессуарный берилл, колумбит, танталит и дру-

гие минералы. Обнаружение под гранит-пегматитами нескрытого эрозией гранитного плутона дает основание рассматривать их как апофизы этого плутона. Подобные пегматитовые дайки во всех регионах Мира представляют собой особую структурную форму проявления магматизма в верхних зонах земной коры.

На Балтийском щите И.В. Давиденко (1972 г.) отмечает три важнейших направления пегматитовых поясов: северо-западное (Кольская и Карельская пегматитовые провинции), северо-восточное (Шведско-Финско-Беломорская пегматитовая провинция), субмеридиональное (пегматитовый пояс грабена Осло). Единство глобальной системы пегматитовой минерагении докембрия, приуроченность поясов к долгоживущим подвижным зонам северо-западного направления характерны не только для Кольского полуострова, но и для докембрия Евразии. Эти пегматиты дораннепротерозойского, досреднепротерозойского и среднепротерозойского возраста, по мнению И.В. Давиденко, могут играть роль временного репера при сопоставлении немых толщ докембрия. Степень насыщенности гранит-пегматитовым материалом, их суммарный объем вполне сопоставимы с объемами крупных гранитных массивов (Н.И. Гинзбург, Л.Г. Фельдман, 1971 г.; А.В. Волошин, И.В. Давиденко, 1972 г.).

Как показали исследования И.В. Давиденко и др. (с 1962 г. по настоящее время), Н.И. Гинзбурга, Л.Г. Фельдмана, А.В. Волошина, И.В. Белькова, Б.М. Шмакина и других, а также многих зарубежных исследователей, гранит-пегматиты (СССР, США, ЮАР; Австралия, Бразилия, Индия) прорывают породы архейского или протерозойского возраста. Они могут образовывать следующие одна за другой силлообразные залежи, образуя пояс шириной до 20–30 км, протяженностью до 250 км. Тела дайкообразной формы имеют длину до 5–6 км при сравнительно небольшой мощности (до 200 м), залегая согласно или несогласно с вмещающими породами. Кроме того, гранит-пегматиты могут образовывать "сетчатые" залежи, состоящие из серий крупных пластовых и секущих инъекций, ветвящихся и соединяющихся в разных направлениях. Площадь таких залежей нередко составляет несколько десятков квадратных километров (Мамский р-н, Кольский полуостров). Гранит-пегматиты определенных генетических типов из разных регионов сходны по минеральному и химическому составу и обнаруживают сходство в характере минералообразования, причем слюда, флюорит, танталит и другие минералы обычно являются конечным продуктом постмагматической деятельности. В мусковитовых гранит-пегматитах среднее содержание SiO_2 71,4–74,6 %, они принадлежат К-На серии, высоко- и крайневысокоглиноземистым ($a' = 9,9–48$) породам. Такая высокая глиноземистость не свойственна гранитным плутонам.

В.Н. Козеренко (1981 г.), обобщая данные по эндогенной металлогении Мира, отметил, что редкометалльные (с литием, бериллием, цезием) и слюдоносные пегматиты формировались в несколько этапов: в позднем архее (Бикита и другие месторождения Зимбабве), в раннем протерозое (Майсурский пегматитовый пояс в Индии), среднем протерозое

(блок Йилгарн в Юго-Западной Австралии), но наибольшее количество пегматитов (Восточная Африка, Индия, о. Шри-Ланка, Юго-Западная Австралия) приурочено к позднему протерозою – раннему палеозою. Редкометалльные пегматиты восточной части Бразильского щита формировались в широком возрастном интервале от 926 до 360 млн. лет (С.Е. Колотухина и др., 1964, 1974 гг.).

Ряд исследователей, например, Г.А. Тананаева и И.Н. Кигаи [36], подчеркивали, что оруденение касситерит-кварцевой формации повсеместно связано с гранитами средних этапов развития подвижных областей. Оно накладывается на все типы горных пород интрузива, включая дайки. Руды характеризуются большим сходством минерального состава независимо от того, развивается оруденение в геосинклинально-складчатых областях или на платформах.

Дайки поздних этапов развития складчатых областей и зон активизации

Наибольшее количество даек появляется в поздние этапы развития складчатых областей во всех районах мира. Распределение их по площади в отдельных блоках земной коры весьма неравномерно. Наблюдаются как линейные, так и кольцевые дайки. В отдельных районах исследователи относят их к "самостоятельным дайковым комплексам" [4, 40].

А.Е. Шлыгин и А.Н. Нурлыбаев (1980 г.), подводя итоги геологического изучения Казахстана, подчеркнули, что расположение даек осуществляет региональный и локальный структурный контроль рудных тел, а взаимоотношения руд с дайками часто дает возможность сузить возрастную вилку минерализации и уточнить ее возраст. Они считают, что при изучении дайковых поясов необходимо определение региональной структурной позиции даек, уточнение границ ареалов распространения, а также состава, минералогических, петрохимических и геохимических особенностей дайковых пород и их радиологического возраста.

Территория Казахстана в глобальном плане принадлежит к области сочленения структур атлантического и тихоокеанского типа. Казахстан занимает срединное положение в ряду складчатых структур Урало-Монгольского пояса, располагаясь на стыке глобально-вытянутых геосинклинально-складчатых поясов. Его палеозойские складчатые сооружения обладают сложным тектоническим строением, что обусловило обилие представлений об истории развития и, соответственно, характере строения различных частей Казахстана (Н.С. Шатский, Н.Г. Кассин, П.Н. Кропоткин, Р.А. Борукаев, В.Ф. Беспалов, Е.Д. Шлыгин, М.И. Борсук, А.А. Богданов, Н.Г. Маркова, Г.Н. Щерба, Н.А. Афоничев, Ю.А. Зайцев, Р.М. Антонюк, А.Н. Леонтьев и др.).

Сложная сетка расколов глубокого заложения на территории Казахстана фиксируется геофизическими методами (Г.Р. Бекжанов и др., 1971–1975 гг.; "Геотектоническое районирование", 1969 г.).

В Казахстане отчетливо выделяются две главные системы глубинных разломов: ортогональная и диагональная. При этом наиболее развита бо-

лее древняя ортогональная система. Из диагональных разломов менее выражены северо-восточные, хотя в отдельных районах они достаточно широко развиты. Система широтных разломов трассируется на восток и запад далеко за пределы Казахстана, находя свое отражение в особенностях структурного плана Урала. Интенсивность проявления меридиональных разломов на восток с удалением от Урала в пределах Казахстана закономерно падает. Диагональная система при преимущественном развитии северо-западных расколов проявлена в основном в областях варисцидского тектогенеза (центральная и восточная части Казахстана), хотя, как отмечал в 1965 г. В.Н. Любецкий, и в этой части Казахстана давно выявлены глубинные структуры субширотного направления. Наиболее крупным меридиональным разломом является зона Центрально-Казахстанского разлома. Общая ширина зоны около 20 км. К ней отчетливо приурочены максимальные мощности верхнепалеозойских вулканитов. Она контролирует внедрение и распространение гранитов и даек, производных гранитной магмы. Ее влияние особенно велико в распределении продуктов орогенного вулканизма карбона и перми (А.М. Курчавов, 1980 г.).

Сложное взаимодействие расколов глубокого заложения, явившихся магмовыводящими путями, дало сложную картину размещения на современном срезе продуктов палеозойского вулканизма, вулканоплутонизма и плутонизма и связанных с ними дайковых образований.

Особенности геологического строения, последовательность вулкано-генных и плутоногенных образований, их состав, размещение в Центральном Казахстане в целом или отдельных его частей рассматривалось во многих публикациях (М.И. Александрова, М.К. Бахтеев и др., В.Ф. Беспалов, В.В. Кележинская, В.Я. Кошкин, А.С. Кумпан, А.М. Курчавов, М.В. Ташинина, В.С. Коптев-Дворников и др., В.Р. Тихомиров, Л.Н. Шарпенюк и др., Г.Н. Щерба и др., И.Г. Щерба, М.Н. Щербакова и др., В.И. Серых и др., А.А. Абдуллин и др., К.А. Абдрахманов, А.В. Авдеев и многие другие). Эти исследователи показали, что характер развития вулканизма и плутонизма в Казахстане в каждую из эпох имел свои особенности.

После интенсивных складчатых движений, наиболее значительных в середине визейского века раннего карбона, большая часть территории варисцид Центрального и Южного Казахстана вступила в орогенный этап развития. С этого времени и до конца палеозоя (отчасти и в триасе) формируется мощная толща сложнопостроенных вулканитов, пространственное размещение которых и эволюция во времени даны в обобщенном виде в статье М.Н. Щербаковой и др. (1977 г.).

Плутонические образования объединены в балхашский (C_1), тонарский (C_2), кокдомбакский (C_{2-3} ?, возможно, P), калдырминский ($C_3 - P_1$), акчатауский и кызылрайский (P) комплекс. В каждом из них дайки наблюдаются наряду с другой морфологической формы телами.

В настоящее время установлено, что среди каледонских структур развиты главным образом линейные дайки. Дугообразные и кольцевые дайки (Машанская и Чубарайгырская кольцевые структуры) наблюдаются в единичных случаях. В герцинских структурах развиты как линей-

ные дайки, так и достаточно широко кольцевые или дуговые, причем последние в отдельных структурах могли появляться неоднократно.

Линейные дайки широко развиты в краевом вулканическом поясе (выделенном А.А. Богдановым), размещаясь главным образом в пределах гранитоидных интрузивов и реже во вмещающих их породах. Простираение их совпадает с наиболее интенсивной трещиноватостью горных пород. Дайки обычно имеют поясовое расположение, реже создают блоковый рельеф. Основные закономерности размещения дайковых пород в западной части вулканогенного пояса рассматривались нами (1970 г.). Подобные закономерности наблюдаются в других частях пояса и в центральной части Токрауской впадины. В последней, наряду с линейными дайками, широко развиты и кольцевые.

Первая карта дайковых образований территории Узбекской ССР составлена В.Я. Клипенштейном, Э.В. Поярковой, В.К. Панасюченко и основные результаты изучения даек отражены в статье [18]. Ими была составлена схема возрастной последовательности дайковых образований, проведена систематизация по формационной принадлежности. К основной классификационной единице они относят "дайковую серию" — конкретную совокупность близких по возрасту даек определенного генетического типа, сходных по петрографическому и петрохимическому составу и образовавшихся в определенной структурно-формационной обстановке. Они считают, что это понятие близко к определению свиты как единицы региональной стратиграфической шкалы. Внутри них могут наблюдаться взаимные пересечения даек, свидетельствующие об их относительной разновозрастности. При этом дайковым сериям они дали географические названия по месту наибольшего развития или первоначального выделения соответствующего геолого-петрографического типа.

Принимая генетические группы даек, выделяемые М.Б. Бородаевской в 1955 г., они пытались классифицировать дайки на более мелкие генетические типы. Так, среди даек, связанных с вулканическими комплексами, они выделяют три генетических типа: субэффузивный (корни лавовых покровов), экструзивный (корни экструзивных куполов) и субвулканический (кольцевые дайки, возникающие на завершающем этапе деятельности вулканов в связи с кальдерообразованием и являющиеся корнями колоколообразных интрузий). Среди даек, генетически связанных с гранитоидными интрузивами, размещающихся в пределах интрузивов и их экзоконтактов, слагающих дайковые рои и ореолы, они выделяют пегматитовый (аплиты, пегматиты) и асхистовый генетические типы. Если первые они рассматривают как продукты остаточной кристаллизации магмы на месте ее становления, то вторые как завершающие формирование гранитоидного комплекса, обособляющиеся в виде одной или нескольких генераций. Третьей генетической группой они считают дайки, слагающие пояса, вместе с силлами и трубками взрыва, не зависящие от гранитоидных интрузивов и вулканических ареалов, относя их к самостоятельным малым интрузиям (в понимании, предложенном Ф.К. Шипулиным в 1965 г.)

Наиболее полно дайки представлены в Срединном Тянь-Шане. Некоторые дайковые серии сходны с соответствующими вулканическими и плутоническими комплексами Срединного Тянь-Шаня. Еще в 1977 г. В.Я. Клипенштейн и В.К. Панасюченко отмечали, что субвулканические дайки Южного Тянь-Шаня как латеральные аналоги вулканитов могут послужить надежным возрастным репером для расчленения каменноугольных и пермских гранитоидов и дают ключ к познанию закономерностей магматической эволюции.

Н.П. Лаверов, И.Н. Томсон, В.Н. Полуэктов и др. [42], отмечая в Чаткало-Кураминском регионе существование со среднего палеозоя специфического структурного радиально-концентрического плана так называемых даек регионального распространения, подчеркивают, что большинство из них внедрилось после завершения вулканической деятельности, причем многие дайковые пояса не обнаруживают непосредственной связи с вулканотектоническими постройками. Они пересекают отдельные кальдеры и обнаруживают по отношению к ним структурную автономию и, вероятно, контролируются более крупным орогенным сооружением. Дайковые пояса вытянуты обычно в северо-восточном направлении, но известны меридиональные, северо-западные и широтные. Отдельные пояса даек шириной несколько километров и протяженностью 16—33 км, сменяя друг друга по простиранию, формируют региональный пояс. Последний объединяет системы частных дайковых поясов, которые обрамляют с внешней стороны пояс кальдер и куполов. Внутри большого дайкового кольца отходят радиальные пояса даек, прослеживающиеся в направлении ядра свода. Дайковые пояса образуют радиально-концентрическую структуру, маркируя основные дислокации свода. Такое размещение дайковых пород, судя по многообразию петрографических типов даек, развитых в современном эрозионном срезе, отражает наличие крупных промежуточных магматических камер, отчетливо эволюционирующих во времени.

Ю.Г. Сафонов, Ю.И. Булавский, В.М. Завалин и др. [42], используя космические снимки при изучении структур рудных полей и месторождений Южного Карамазара, обнаружили, что крупные разломы характеризуются, как правило, протяженностью от нескольких до десятков километров и более. Зоны таких разломов имеют мощность от десятков до сотен метров. Породы внутри зон интенсивно трещиноваты, и в этих зонах локализуются дайки среднего, кислого и основного составов. Дайковые пояса, представляющие собой группу сближенных, в основном субпараллельных даек, по протяженности соизмеримы с крупными разломами. Мощность отдельных даек редко более 1—3 м. Они группируются в полосы шириной от сотен метров до 1—4 км. По простиранию дайки прослеживаются на десятки, сотни метров, редко до 1 км, кулисообразно сменяя одна другую.

При дешифрировании отчетливо установлено сгущение сети даек диабазов и метариолитов (фельзитов, по авторам) и разрывов вдоль северной границы Канджольского дайкового пояса. Протяженность даек в этом участке колеблется от сотен метров до 1 км, мощность — от десят-

ков см до 1—5 м. В некоторых участках фиксируется до 10—15 даек в интервале 100 м.

В.И. Невский (1979 г.) отмечал, что в Актюзском рудном поле герцинские крутопадающие дайки основного состава имеют преобладающее северо-восточное простирание, при весьма ограниченных случаях их меридиональной, широтной и северо-западной ориентировки. В горах Кара-Джилга, на южном склоне Киргизского хребта, дайки рифейских метадиабазов имеют преобладающее широтное простирание и лишь иногда северо-западное и северо-восточное; для более молодых (каледонских) секущих их даек диабазов и лампрофиров наиболее типично меридиональное простирание, а широтное, северо-западное и северо-восточное встречаются значительно реже. Аналогичные закономерности в пространственной ориентировке даек на площади Западного Карамазара отмечал еще в 1947 г. Ф.И. Вольфсон, а для целого ряда регионов другие исследователи. На Хайдарханском рудном поле дайки выполняют достаточно крупные крутопадающие трещины отрыва, ориентированные в меридиональном направлении.

Таким образом, размещение даек в Узбекистане тесно связано с системами трещиноватости в регионе. Вместе с тем изучение петрологических особенностей даек Узбекистана и связей даек с конкретными комплексами еще ждут дальнейших обобщающих исследований.

В пределах Малого Кавказа выделяются дайки, связанные с формированием вулканических (порфировых андезитов, риолитов, диабазов; габбродиабазов, принадлежащие как жерловым фациям трещинных излияний, так и типичным субвулканическим, а также диорит-порфиритов, невадитовых гранодиорит-порфиритов с переходами до риолитов, принадлежащих гипабиссально-субвулканическим образованиям) и плутонических комплексов. Последние по составу так же разнообразны (габбро, диориты, монзониты, граниты и т.д.), как и пегматиты (диорит-пегматиты, монзонит-пегматиты и т.д.), т.е. по составу соответствуют породам тех фаз, развитых в интрузивах, с которыми они генетически связаны. Специальное изучение даек гранитов показало, что среди них необходимо различать два типа.

1. Дайки неравномерно-, мелко- и крупнозернистых пегматоидных (в центральных частях) гранитов, мощностью до 10—15 см, вызывающие контактовый метаморфизм во вмещающих вулканических и плутонических породах. Так, в пределах северо-западной части Мегри-Ордубадского массива подобные граниты вызывают контактовый метаморфизм (биотитизация пород) в диоритах, кварцевых диоритах, кварцевых монцодиоритах и грубозернистых резкопорфировидных монзонитах, в полосе шириной от 20—30 см до 0,5 м, т.е. внедряющаяся магма характеризовалась достаточным запасом энергии и летучих и могла вызывать контактовый метаморфизм во вмещающих их типичных плутонических породах. Характер гранитных структур в этих дайках подобен структурам, типичным для апофиз собственно интрузивных фаз гранитов.

2. Дайки мелко-равномернозернистых гранитов и гранит-аплитов, мощностью от долей сантиметра до 1 м, в пределах рудных полей обычно

интенсивно мусковитизированные и пиритизированные, пересекающие первый тип даек. Дайки второго типа являются типичными дифференциатами гранитных комплексов, широко развитых в гранитных интрузивах любых складчатых областей.

Наличие гранитных даек первого типа, вызывающих контактовый метаморфизм во вмещающих их плутонических породах, наряду с обычными дайками мелкозернистых гранитов и аплитов, еще в 1975 г. привело автора к предположению о совмещении в одном узле разновозрастных разнокомплексных плутонических образований. Позднее подобные процессы были обнаружены в экзоконтактовом ореоле выходов порфировидных крупнозернистых лейкократовых гранитов юго-западнее перевала Дебаклу.

Дайки, связанные с вулканическими процессами, имеют главным образом общекавказское направление простираения (северо-западное), реже антикавказское (северо-восточное), меридиональное или широтное. Редко встречаются полукольцевые дайки или наблюдается их радиальное расположение. Характер размещения даек (выполнение некоторыми из них двух взаимоперпендикулярных направлений одновременно) дает основание предполагать, что формирование даек происходило в условиях растяжения. Породы даек часто обладают стекловатым строением, особенно в зонах эндоконтактов, и фиолетовой окраской, за счет равномерного распределения рудного минерала и формирования в условиях, способствовавших высокому коэффициенту окисленности железа в горных породах. Кольцевые дайки, предшествующие формированию типичных плутонов гранитоидов, описаны М.И. Рустамовым (1976 г.).

Общекавказское направление простираений даек характерно и для даек габбродиабазов, широко развитых в пределах участков развития геосинклинальных меловых вулканитов, а также в гранитоидах палеозоя (Дарьяльское ущелье и др.) Большого Кавказа. Если в геосинклинальную стадию развития вулканитов в Дагестане, по данным О.А. Осетрова, В.П. Долганева, А.И. Белич, широко развиты силлы диабазов, то в орогенную стадию — дайки габбродиабазов, главным образом общекавказского и редко поперечного (северо-восточного) направления.

На территории Грузии, как отмечали в 1978 г. М.Н. Табатадзе и Н.А. Кадкая, в среднем течении р. Ингури дайки порфировых диабазов (диабазовые порфириты, по авторам) имеют субмеридиональное, субширотное, северо-восточные и северо-западные простираения и являются дериватами вулканитов байосской свиты.

На территории Азербайджана Р.Н. Абдуллаев, Р.К. Гасанов, И.А. Бабаев в 1976 г. отмечали в пределах Карабахского антиклинория (Малый Кавказ) приуроченность даек среднеюрского возраста к линиям тектонических нарушений и радиальное расположение даек по отношению к выходам субвулканических тел диоритовых порфиритов и порфировых андезитобазальтов. Дайки, по мнению авторов, близки по составу к однитам, имеют мощность 0,3–2 м и прослеживаются по простираению от 20 до 50 м.

Рои даек диабазов в зонах разломов, пересекающих породы поздне-

герцинского структурного яруса, в том числе и массивы гранитов калбинского комплекса, известны на Рудном Алтае. Многие из них, по мнению С.В. Мельгунова и А.С. Митропольского, под действием минерализаторов (метасоматическим путем) были преобразованы в лампрофиры (минетты и керсантиты). Онгониты, ассоциирующие с поясами даек в Калба-Нарымском рудном районе (С.П. Пушко, З.В. Шаманаева, А.В. Степанов и др., 1978 г.), являются самыми молодыми образованиями в районе. Многочисленные дайки Рудного Алтая М.А. Осипов (1962 г.) рассматривал как самостоятельные комплексы, позднее большинство из них В.И. Чернов (1974 г.) отнес к вулканическим комплексам.

Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях в Забайкалье и на Востоке СССР, как показали работы коллектива М.А. Фаворской и И.Н. Томсона (1969, 1979 гг.), позволил выявить сложные по составу и длительно развивающиеся магматические комплексы, составной частью которых всегда являются дайковые породы.

Особенно много даек наблюдается на Северо-Востоке СССР. Более детально они изучены в Восточной Якутии Л.Н. Индолевым [15]. По его мнению, дайковые породы Восточной Якутии (Верхояно-Колымская складчатая система) принадлежат 11 формациям (андезитобазальтовой, трахиандезитобазальтовой, риодацитовой, риолитовой, щелочных базальтоидов, габбро-диоритовой, гранодиоритовой, гранитовой, литий-фтористых гранитов, габбро-монцитовой и щелочно-гранитовой) и формировались в связи с магматизмом позднемезозойского — раннекайнозойского магматического цикла. Именно на этой территории мы имеем большую амплитуду уровней внедрения даек и возможность изучения их в вертикальном разрезе до 1,5 км. Общее число даек всех типов Л.Н. Индолев оценивает в 10–12 тыс. Большая густота (около 100 даек на 100 км²) достигается в районах развития массивов гранитоидов со средней площадью выходов от 10 до 100 км². Плотность даек резко возрастает также по окраинам вулканических полей, тогда как внутренние районы значительно беднее дайками. Максимальная плотность в ряде поясов составляет 100 даек на 10 км поперечного сечения, а в отдельных свитах внутри поясов — до 60 даек на 1 км. Протяженность трещинных интрузивов достигает 15 км, а мощность 50 м (в единичных случаях 250 м), хотя в типичных свитах мощность 10 м бывает предельной. Отсылая интересующихся конкретными данными по дайкам Восточной Якутии к работе Л.Н. Индолева, подчеркнем, что в позднемезозойский тектонический цикл (поздняя юра — палеоген) в большинстве районов проявлены лишь трещинные интрузивы. Триасовые и раннеюрские дайки и силлы распространены локально. Наибольшим распространением пользуются дайки гранодиоритовой формации, образующие апофизы и секущие дайки; широко развиты также дайки габбро-диоритовой, андезитобазальтовой, риодацитовой, риолитовой, трахиандезитобазальтовой и щелочно-базальтоидной формаций. Для гранитной формации характерны дайки поздних фаз кристаллизации в пределах массивов. Дайки форма-

ции литий-фтористых гранитов, габбро-монцитовой и щелочных гранитов распространены крайне ограниченно. Лишь для щелочных базальтоидов дайки являются единственной формой проявления. Таким образом, И.Н. Индолев выделил дайки, входящие в состав plutонических, вулканических формаций, и дайки, не обнаруживающие связи с интрузивными и эффузивными формациями (щелочные габброиды).

По пространственно-временным соотношениям даек и интрузивов он предложил выделять следующие типы даек: 1) непосредственно связанные с глубинным источником магмы; 2) апофизы ранних (глубоких, промежуточных) уровней внедрения; 3) апофизы конечного уровня внедрения (эндоконтактные дайки интрузивов); 4) апофизы поздних фаз кристаллизации (отщепления внутрикамерных дифференциатов); 5) бескорневые дайки — схизолиты, выжимки недифференцированной или дифференцированной магмы; 6) отщепления глубинного или промежуточного очага (дайки II этапа О.С. Полквой); 7) бескорневые дайки, возникшие в результате анатексиса.

По пространственно-временным соотношениям даек и интрузивов, по нашему мнению, в отличие от Л.Н. Индолева, необходимо выделять следующие типы даек: 1) непосредственно связанные с глубинным источником магмы (кимберлиты, пикриты, возможно щелочные базальтоиды), но даже и эти виды пород в отдельных районах могут быть представлены эффузивными фациями; 2) апофизы и дифференциаты конкретных плутонов и вулканов, обнаженных в современном эрозионном срезе; 3) апофизы и дифференциаты промежуточных магматических камер плутонов и вулканов; 4) анатектические дайки, формирующиеся на месте рождения магмы.

Как справедливо отмечает Л.Н. Индолев, формирование даек тесно связано главным образом с магматизмом крупных форм. Они являются составными частями plutонических и вулканогенных формаций и проявляются особенно интенсивно в позднегеосинклинальный и орогенный этапы развития территорий. Развитие их происходит в гомодромной последовательности. Для многих полей, поясов и свит даек характерно совмещение разновозрастных, а нередко и разнородных дайковых тел, обусловленное структурными факторами. Самостоятельные серии малых интрузивов не установлены. Не отмечается также зависимости между формационной принадлежностью, размерами и составом гранитоидных массивов и распространением в них послегранитоидных даек как кислого, так и основного составов, относящихся, как правило, к более молодым магматическим формациям.

Раннепалеогеновые дайки долеритов на правобережье верховьев Колымы являются корневой системой вулканических фаций (И.А. Панычев и В.А. Титов, 1978 г.).

В Приамурье дайки слагают протяженные зоны длиной 30—40 км, при ширине 3—4 км (С.Д. Шер и О.И. Ковалева, 1956 г.).

В Берейнской купольной структуре, расположенной среди палеозойских Становой области, которая в мезозое подверглась тектоно-магматической активизации (И.К. Волчанская, Н.Т. Кочнева, Е.Н. Сапожникова,

1975 г.), с поясом ксенолитов протерозойских пород совпадает концентрический пояс мезозойских и более древних даек, включающий диабазовые порфириды, диоритовые порфириды, гранит-порфиры, гранит-аплиты, гранит-пегматиты и др.

Проведя в 1976 г. типизацию вулкано-тектонических структур Сихотэ-Алиня, Г.М. Фрейд, В.И. Рыбалко и А.В. Олейников пришли к выводу, что дайки наблюдаются: 1) в краевых частях сложных вулкано-тектонических депрессий (якутинский тип), обычно в зонах ограничивающих разломов (длина даек до 15 км, ширина до 50—100 м); 2) в вершинных кальдерах проседания, ограниченных разломами, которые часто залечены кольцевыми дайками. Более часто дайки встречаются в положительных вулкано-тектонических структурах, а именно в экструзивно-купольных структурах. Если формирование купола сопровождалось образованием кольцевых и дугообразных разломов, большинство из них залечено дайками. В других случаях широко проявлены взаимно перпендикулярные трещины с внедрившимися вдоль них дайками.

В Кавалеровском рудном районе (Дальний Восток) многими исследователями, в том числе В.А. Баскиной (1979 г.), отмечалось широкое развитие даек, представленных породами ряда базальт — андезит — риолит. Наблюдается неоднократное внедрение одноименных пород и увеличение с глубиной суммарного объема дайковых тел, особенно основных. Базальтоидные дайки выносят (по данным В.И. Косенко) ксенолиты гранитов. Е.А. Радкевич, А.М. Кокорин, В.А. Онахов и многие другие в 1980 г. обобщили имеющиеся данные по геологии, минералогии и геохимии Кавалеровского района и пришли к выводу о развитии 9 магматических формаций в пределах этого района, и что в каждой, включая и геосинклинальный этап, рассмотренный выше, развиты дайки. К трахиандезитовой формации инверсионного этапа отнесены дайки трахиандезитов, к формации габбро-монцит-сиенит-гранит-калиевых риолитов — дайки монцодиоритов, гранит-порфиров, к формации калиевых базальтов — дайки калиевых риолитов, к андезит-дацитов и габбро-диорит-гранодиоритовой формации — дайки роговообманково-плагиоклазовых андезитов, порфировых дацитов, гранодиорит-порфиров, к гранит-порфировой и риолитовой формации — дайки гранит-порфиров, фельзориолитов (фельзит-порфиров, по авторам). К группе даек меланократового состава, выделяемых в самостоятельный комплекс позднемелатового — палеогенового этапа, отнесены дайки роговообманковых андезитов и диабазовых порфиров; к андезит-базальтовой формации платформенного этапа развития — дайки базальтов.

В участках сложного строения (Краснореченском, Октябрьском, Дальнегорском, Заоблачном), по В.А. Баскиной (1979 г.), магматическая ситуация сходна с Кавалеровской: интрузивы на поверхности не вскрыты, магматические тела представлены дайками и субвулканическими образованиями, среди которых преобладают либо базальтоиды, либо калиево-натриевые риолиты (гранит-порфиры). Широкое развитие даек и силлов диабазов и долеритов отмечается В.П. Ковалевым в Предсаяне (1980 г.).

Сложная последовательность развития даек установлена в Среднечешском плутоне (район Жвиково, Чехословакия) [45]: I этап — гранодиориты, граниты, лейкограниты, пегматиты, гранит-порфиры, слюдяные лампрофиры (минетты) → несколько даек миндалекаменных диабазов; II этап — штокообразные тела и дайки меланократовых гранитов до кварцевых сиенитов → биотитовые граниты → турмалиновые граниты и гранит-аплиты → вторая генерация даек гранит-порфиров. Гранит-порфиры, судя по закаленным эндоконтактам, внедрялись в достаточно холодный субстрат.

Пермо-карбонные дайки оливиновых долеритов, камптонитов и мончикитов в северной части Аргайлла (Великобритания), как отмечали в 1979 г. Дж. М. Спейгт и Дж. Г. Митчелл, образуют линейные поля западно-северо-западного простирания, сходные с полями третичных даек долеритов, причем последние более прямолинейны и не затронуты какими-либо изменениями. Многочисленные долеритовые дайки раннекарбонного, пермо-карбонного и третичного возраста Д. Дж. Муур (1979 г.) наблюдал в эффузивных фациях раннего карбона в районе Мьюргилл, графство Ренфру (Великобритания); дайки базальтов третичного возраста — в кембрийско-ордовикских известняках на о. Скай (Longman C.D., Groward M.P., 1976 г.). Дайки диабазов бассейна Хартфорд и Геттисберг (шт. Коннектикут и Мэриленд, США), по данным Дж. Ф. Суттера и Т. Ф. Смита (1979 г.), имеют возраст $175 \pm 3,2 \div 177,5 \pm 3,4$ млн. лет, а силлы — $171 \pm 2,0 \div 191,1 \pm 4,2$ млн. лет. Силлы анальцимовых долеритов мощностью до 8,5 м (Harris, 1977 г.) вскрыты глубокой скважиной Даффилд в Дербишире (Великобритания) среди каменноугольных (верхневизейских) глинисто-карбонатных отложений. К. Р. Харрисон отмечает, что для наиболее крупного силла района характерна расслоенность. В основании залегают пикриты (~ 21 м), сменяющиеся вверх пироксенитами (0,8 м) и далее анальцимовыми габбро и долеритами (~ 40,2 м). Эндоконтактовая часть силла, сложенная тешенитами, в кровле пронизана жилками микросиенитов. Авторы относят силлы к производным базальтовой (толеитовой) магмы. Дайки риолитов и долеритов перми известны на Корсике (P. Rossi, 1978 г.). На Малых Антильских островах (Дж. М. Маттинсон и др., 1980 г.) наблюдается большое количество даек диабазов, микродиоритов, гранодиорит-порфиров и других пород юрского возраста. Силлы долеритов раннемелового возраста известны в Агардбукте (Восточный Шпицберген). Их мощность, по К. Биркенмайеру (1979 г.), колеблется от 1 до 20 м. Мезозойские дайки и силлы долеритов в Португалии отмечались в 1978 г. А. В. Гирарди-Винценте, А. Дж. Мелфи и С. Е. Амаралом. Дайки щелочных риолитов известны в районе Кирки (Северная Греция, K. Arikas, 1979 г.). Миоценовые дайки риолитов встречены в Центральном массиве Франции. Они формировались после излияния риолитов и их туфов (A. Vacher, 1978 г.). Дайки кварцевых монзонит-порфиров известны на месторождении Серро-де-Паско (Перу) и, как отмечал Т. Эйнауди Марко (1977 г.), их кали-аргоновый возраст 14–15 млн. лет. В юго-западной части Японии на заключительном этапе развития территории формировались дайки диабазов и

дайки среднего состава (Sasada Masakatsu, 1978 г.). Многочисленные дайки андезитов наблюдаются в районе о. Хатидзе (Япония). Они встречены и на месторождении Ивами в Японии (T. Yoshida, 1979 г.). Дайки андезитов известны, наряду с лампрофирами, в Западных Альпах (район Сезил-Ланцо). П. Ниевергелт и В. Диетрих (1977 г.) дайки андезитобазальтов в районе Брегалья, секущие юрские, раннемеловые зеленые сланцы, рассматривают как подводные каналы вулканов, действовавших в олигоцене и на границе эоцена и олигоцена. Неогеновый силл базальтов (~ 10 км) известен в Тунисе, реже там наблюдаются дайки базальтов.

Дайки и силлы долеритов и базальтов как третичного, так и четвертичного возрастов широко развиты в Исландии. Дайки диабазов, относимые (Burgos, Pascual, 1976 г.) к вулканическому комплексу Алькорналь (Сьерра-Морена, Испания), являются самыми молодыми образованиями в этом районе.

Дайки долеритов, диабазов, базальтов от 25 до 100 млн. лет наблюдаются на Кипре в офиолитовой серии Троодос (M. Delaloye, A. Desmet, 1976 г.). Множество широтных даек в массиве Троодос отмечалось в 1977 г. В. Е. Шмидтом-Ейсенлором.

На заключительных этапах развития океанического бассейна внедрились дайки базальтов (толеитов) в Турции. Они имеют возраст 70–75 млн. лет (Juleau Thierry, 1979 г.). Субширотные дайки диабазов известны в бассейне Риу-Парду в Восточной Бразилии (A. J. Pedreira, 1979 г.). Р. Г. Платт и Р. Х. Митчелл (1979 г.) отмечают многочисленные дайки лампрофиров, диабазов, нефелиновых сиенитов, гранитов, пересекающих зеленокаменный пояс вблизи Маратона (Онтарио, США).

Дайки мезозойского возраста широко развиты в США (в центральной части Новой Англии, в штатах Нью-Йорк, Вермонт, Нью-Гэмпшир, Мен) и в Канаде в провинции Квебек [46]. В раннемеловое время появились дайки мончикитов и камптонитов широтного простирания, в позднем триасе — ранней юре дайки диабазов северо-восточного простирания (особенно характерны для района Центрального Вермонта). Такие же простирания имеют некоторые дайки камптонитов и спессартитов этого же возраста в восточной части Новой Англии.

Третичные дайки и силлы диоритов, монцодиоритов, монцосиенитов в штатах Нью-Мексико, Техас (США) прорывают гнейсы докембрия, известняки, гипсы и красноцветы пермского и песчаники триасового возраста [43]. Дайки андезитобазальтов (базальтовые андезиты, по Дж. Р. Калзия и В. Л. Хиссу) внедрялись в более древние горизонты по сравнению с базальтовыми. Возраст их раннеолигоценый (32,2–33,9 млн. лет). Дайки прослежены в северо-восточном направлении на 160 км.

Радиальные дайки известны в экзоконтакте кальдеры Сильвертон (штат Колорадо, США), около лакколита Кау-Крик на молибденовом месторождении Клаймакс (штат Колорадо, США). Заметим, что в последнем эти дайки принадлежат к внутрирудным.

Дж. Т. Гутманн (1979 г.) в вулканическом поле Пинакейт (восточная часть северного окончания Калифорнийского залива), сложенном

плейстоценовыми базальтами, отмечает дайки и силлы в радиальных трещинах.

Кольцевые дайки также широко развиты в Судане, АРЕ, Эфиопии, Уганде, Чаде, Ливии, Саудовской Аравии. Как отмечал Дж. Р. Вайл (1976 г.), количество кольцевых комплексов превышает 100. Возраст их от 1097 ± 27 (в Саудовской Аравии) до 32 ± 1 млн. лет (в Ливии). Подавляющее количество кольцевых даек формировалось в интервале $415 \div 660$ млн. лет, т.е. в главный период интенсивных тектонических движений. В виде кольцевых даек наиболее часто встречаются субщелочные граниты, эгириновые сиениты, щелочные габброиды, а также карбонаты (Африкано-Аравийский рифтовый пояс). Кольцевые дайки гранит-порфиров наблюдаются в комплексе Нинги-Бурра в Нигерии (D.C. Turner, P. Bowden, 1979 г.).

Кольцевое распределение долеритовых интрузий имеет место в Капской провинции и Западном Транскее в Африке (A. Meyboom, R. Wallace, 1978 г.). Приуроченность вулканических даек к кольцевым и субрадиальным системам трещин характерна для архейского вулканического комплекса Блэк Ривер (Канада, M. B. Lamberg, 1978 г.).

Кольцевые дайки щелочных гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов широкого возрастного диапазона (ранний силур — пермь) известны в Шотландии (A. J. Hurford, 1977 г.).

Как видно из приведенных выше данных, дайки появляются во все этапы развития складчатых областей, но особенно широко они развиты в конечные этапы.

Дайки имеют тесную связь с вулканическими, вулканоплутоническими и плутоническими комплексами, отражая палеотектоническую напряженность отдельных районов и участков в течение всей геологической истории нашей планеты.

Соотношение даек и эндогенного оруденения. В настоящее время в литературе широко обсуждаются вопросы связи конкретных типов оруденения с вулканическими и плутоническими комплексами, а соответственно и процессами. Еще 30—35 лет назад такие металлогенисты, как Ю.А. Билибин (1946, 1947 гг.), С.С. Смирнов (1946, 1947 гг.), М.Б. Бородаевская (1950 г.) и другие, разрабатывая концепции о парагенетической связи оруденения с магматическими комплексами, рассматривали их как производные единого источника, пространственно сопряженного на уровне среза, и подчеркивали преимущественную локализацию промышленных полиметаллических и редкометалльных руд в участках скопления мелких (порфировых) интрузивных тел пестрого состава и свит даек, а не в крупных "батолитовых" гранитоидных массивах. Монцитонитидные серии, сопровождающиеся касситерит-силикатным и касситерит-сульфидным оруденением, Ю.А. Билибин (1955 г.) рассматривал как дифференциаты базальтовой магмы, в отличие от гранодиорит-гранитных с кварц-касситеритовым оруденением, производных кислых магм. В настоящее время у исследователей не вызывает сомнения генетическая связь с вулканическими процессами следующих типов месторождений: золото-алунитовых, золото-серебряных, медно-висмутовых, полиметал-

лических, меднопорфировых, медноколчеданных, колчеданных, части молибденовых, а с плутоническими процессами — золотых, молибденовых, части медно-молибденовых, вольфрамовых, молибден-вольфрамовых. Оловянные и урановые месторождения могут быть генетически связаны как с теми, так и с другими комплексами.

Очень часто существуют противоречивые данные о генетических связях конкретных месторождений с теми или другими комплексами. Но почти всегда отчетливой закономерностью является появление минерализации, связанной с вулканическими процессами, после формирования субвулканических фаций эффузивных комплексов, в то время как в плутонических комплексах положение оруденения может быть более растянуто во времени. Л.Н. Овчинников [8], говоря о геолого-геохимических условиях, определяющих глубину геологических поисков рудных месторождений, считает, что среди геологических условий, имеющих кардинальное значение, на третьем месте стоит наличие даек, их размеры, плотность насыщения, элементы залегания, возрастные соотношения с рудными телами. Особенно наглядно это можно видеть на примере Светлинского и Южноуральского медноколчеданных месторождений на Урале, где развитие эпигенетических ореолов в связи с дайками играет решающую роль при поисках глубокозалегающих руд, так как именно в этих участках наблюдается вытягивание ореолов вверх под глубокозалегающими медноколчеданными месторождениями более древних возрастов. Э.П. Изох [24], подводя итоги по рудоносности магматических формаций на очередном петрографическом совещании сибирских геологов, подчеркивал, что в многофазных магматических формациях процесс рудоотложения развивается лишь в конце восходящей (гомодромной) ветви и никогда не реализуется в ее середине. Он считает, что рудный процесс часто растягивается на весьма длительный промежуток времени, значительно более продолжительный, чем время формирования магматических формаций. При этом с постмагматическим процессом часто совпадает по времени внедрение даек и мелких интрузивов, относящихся к нисходящей реверсивной или антидромной ветви эволюции. Именно к этому интервалу времени, по его мнению, относятся многочисленные примеры чередования магматических фаз и рудоотложения. В надинтрузивных зонах масштабы оруденения наиболее значительны.

Вольфрамовое, молибденовое и молибден-вольфрамовое оруденение формируется преимущественно в складчатых областях и зонах активизации. Среди вольфрамовых месторождений исследователями выделяются малосульфидные и сульфидные. Дальнейшее их подразделение производится по разным признакам. Малосульфидные месторождения М.М. Повилайтис [36] подразделяет по типу минерализации на 8 групп (калишпатовая, скарновая, грейзеново-жильная, беризитово-жильная, аргиллизитовая, вольфрамовая, гидроокисная и метаморфогенная (?). Д.О. Онтюев [36] сульфидные месторождения вольфрама подразделяет на три группы (собственно сульфидно-вольфрамовая, касситерит-сульфидно-вольфрамовая и молибденит-сульфидно-вольфрамовая).

Ф.Р. Апельцин, Т.И. Гетманская, А.Е. Лисицын и др. [5] выделили три группы формаций вольфрамовых месторождений (олово-вольфрамовую, молибден-вольфрамовую и полиметаллически-вольфрамовую) и в каждой из них по четыре морфогенетических (формационных) типа. Среди олово-вольфрамовой группы формаций они выделяют следующие типы месторождений: олово-вольфрам-скарновый, олово-вольфрам-грейзеновый, олово-вольфрамовый кварцевожильный, олово-вольфрамовый железо-силикатный (жильно-метасоматический). Еще более сложное формационное подразделение на рудные формации для месторождений руд редких металлов предлагается казахстанскими геологами [26]. Единые строгие критерии формационного расчленения эндогенных месторождений еще не выработаны. Это особенно наглядно видно на примере вольфрамовых, оловянных, золоторудных, свинцово-цинковых, ртутных, колчеданных и флюоритовых месторождений (Рудные формации эндогенных месторождений. Под ред. Г.А. Соколова, 1976 г.).

Выделение видов месторождений по характеру ведущих рудных минералов (рудно-минеральные формации РМФ), по нашему мнению, точнее отражает классификационные подразделения рудных месторождений. Для экономических подразделений следует использовать понятие рудно-геохимические формации (РГФ).

Рассмотрим соотношения даек и оруденения в молибденит-вольфрамитовых месторождениях, наиболее знакомых автору по личным исследованиям в Центральном Казахстане.

В складчатых областях на поздних стадиях их развития появляется молибденовое и вольфрамовое оруденение с близкими соотношениями даек и оруденения как в палеозое, так и в мезозое и кайнозое. В зависимости от тектонических условий при формировании гранитоидных интрузивов и степени их последующего эрозионного среза выявляются три случая соотношения даек и оруденения, что подчеркивалось нами еще в 1972 г.

1. Молибденит-вольфрамитовые кварцевые жилы пересекают все генерации даек жильных гранитов (Восточный Коунрад, Акчатау и многие др.) или попадают в вилку между двумя генерациями даек жильных гранитов. Те и другие связаны с становлением самого гранитного массива. Заведомо более поздние дайки диорит-порфиритов и гранит-порфиров могут быть как комагматичны (сопроисхождение) рудоносному интрузиву, так и принадлежать более молодому интрузивному комплексу.

2. Молибденит-вольфрамитовые кварцевые жилы пересекают как граниты, так и дайки диорит-порфиритов, спессартитов, керсантитов или гранит-порфиров (интрузив Кызыл-Шоки). Генетическая связь между дайковыми породами и рудными жилами отсутствует. Образование последних связано с становлением гранитных массивов более молодого возраста, еще не вскрытых на поверхности.

3. Молибденит-вольфрамитовые кварцевые жилы пересекают все дайковые породы (диориты, полифировые, олигофировые и невадитовые гранит-порфиры), а также и вмещающие их песчано-сланцевые и вулканогенные толщи.

Из всех типов дайковых пород только для самых молодых даек нева-

дитовых гранит-порфиров, как и рудоносных кварцевых жил, устанавливается генетическая связь с гранитами, обнаруженными бурением на глубине. Последнее соотношение обнаружено на Нура-Талдинском месторождении.

К настоящему времени установлены многочисленные факты разновременного появления кварц-молибденитовых и кварц-вольфрамитовых жил (месторождения Восточный Коунрад, Кара-Оба в Центральном Казахстане; Бом-Горхон, Джида в Забайкалье СССР; Клаймакс — США и др.), кварц-молибденитовых жил и молибдошеелитового гидротермально-скарнового оруденения (Тырныауз), молибденитовой и шеелитовой минерализации (Пайн-Крик, США). На месторождении Караоба типы оруденения разделены внедрением мелкозернистых гранитов (рис.3). Для Караобинского месторождения типично также появление мельчайших апофиз во вмещающих гранитный интрузив породах, причем первые две разновидности гранитов порфиroidны, а третья соответствует среднезернистым гранитам дополнительного интрузива (см. табл. IX, а, б). Последняя разновидность пересечена мусковит-кварцевым прожилком вольфрамитовой стадии (рис. 4).

По данным Е.П. Малиновского и В.И. Игнатовича [42], последовательность формирования даек в Джидинском рудном поле была следующей: юрские щелочнополевошпатовые сиениты бостонитовой структуры (бостониты по авторам) → гранит-порфиры, сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры → керсантиты (дайки и паукообразные тела). Позднее формировались кварц-вольфрамитовые жилы. В более ранней работе Е.П. Малиновский (1965 г.) приводил сведения и о молибденитовой минерализации, отмечая по данным В.И. Игнатовича (с некоторыми дополнениями) такую последовательность образования даек: 1) бостониты; 2) гранит-порфиры; 3) микрогранит-порфиры; 4) аплит-порфиры (аплитовидные мелкозернистые граниты); 5) "рудные" (с вкрапленностью молибденита) аплит-порфиры; далее идут дайки, образовавшиеся после молибденовой минерализации; 6) серые (меланократовые) сиениты (керсантиты, по И.П. Кушнареву) и 7) серые кварцевые сиенит-порфиры. Молибденовое оруденение, по данным И.П. Кушнарёва и других исследователей, является более ранним по сравнению с вольфрамовым и отделено от последнего внедрением даек сиенит-порфиров и лампрофиров. М.М. Повилайтис (1975 г.) подчеркивала, что раннее молибденовое оруденение (Первомайский участок), последующее вольфрам-редкометальное (Инкурский штокверк) и завершающее сульфидно-гюбнеритовое разделены между собой этапами внедрения даек гранит-порфиров и других жильных пород. Ф.Э. Апельцин и др. [5] отнесли дайки бостонитов и керсантитов к дайкам II этапа и подчеркивали, что они образовались после молибденовой минерализации, но пересекаются более поздними вольфрамитсодержащими кварцевыми жилами и прожилками.

В свете приведенных данных Джидинское рудное поле заслуживает специального петрологического изучения, особенно дайки "аплит-порфиров", которые могут явиться апофизами одной из субфаз невоскрытого крупного гранитного плутона.

Заслуживает внимания геологическая история формирования слож-

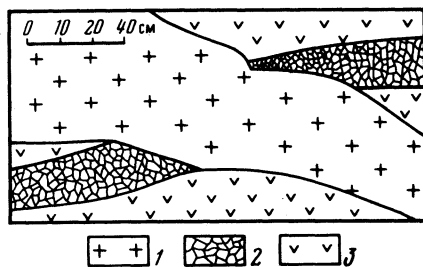


Рис. 3. Юго-западная часть Караобинского месторождения.

Пересечение дайкой мелкозернистых гранитов (1) кварцевой жилы с молибденитом (2), залегающей в порфировых метариолитах ранне-среднего девона (3)

ного олигоценового интрузивного штока Клаймакс (шт. Колорадо, США), к которому приурочено крупнейшее в мире молибденовое месторождение, детально описанное в работах С.Р. Уоллеса, Н.К. Мункастера, Д.С. Джонсона (1973 г.). Район месторождения характеризуется сложным геологическим строением с отчетливо выраженной унаследованностью тектонических путей. В рассматриваемом районе (рис. 5, а) докембрийские биотит-кварцполевошпатовые кристаллические сланцы и гнейсы формаций Айдахо-Спрингс, частично или полностью преобразованные в массивы гранитных пород, пересечены широко распространенными дайками металампрофиров и, наконец, интродированными докембрийскими же плутоническими массивами гранитов. В палеозое и мезозое имели место размыв осадков и перерыв в осадконакоплении, и магматическая деятельность проявилась в третичное время, сформировав интрузивный комплекс Клаймакс. Самыми ранними проявлениями третичного возра-

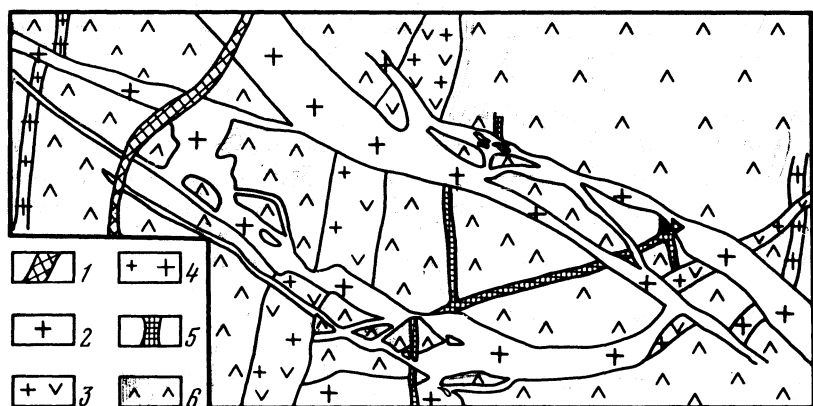


Рис. 4. Взаимоотношение трех генераций даек гранитов с кварцевыми жилами и прожилками в северном экзоконтакте Караобинского гранитного массива (зарисовка северо-восточной стенки канавы с простиранием СЗ 340°).

1 — жильный кварц с мусковитом (последайковый); 2 — среднезернистые равномернозернистые граниты (III генерация); 3 — аплитовидные порфировидные граниты (II генерация); 4 — мелкозернистые резко порфировидные граниты (I генерация); 5 — жильный кварц (додайковый); 6 — ороговикованные диабазовые порфиры (D_{1-2})

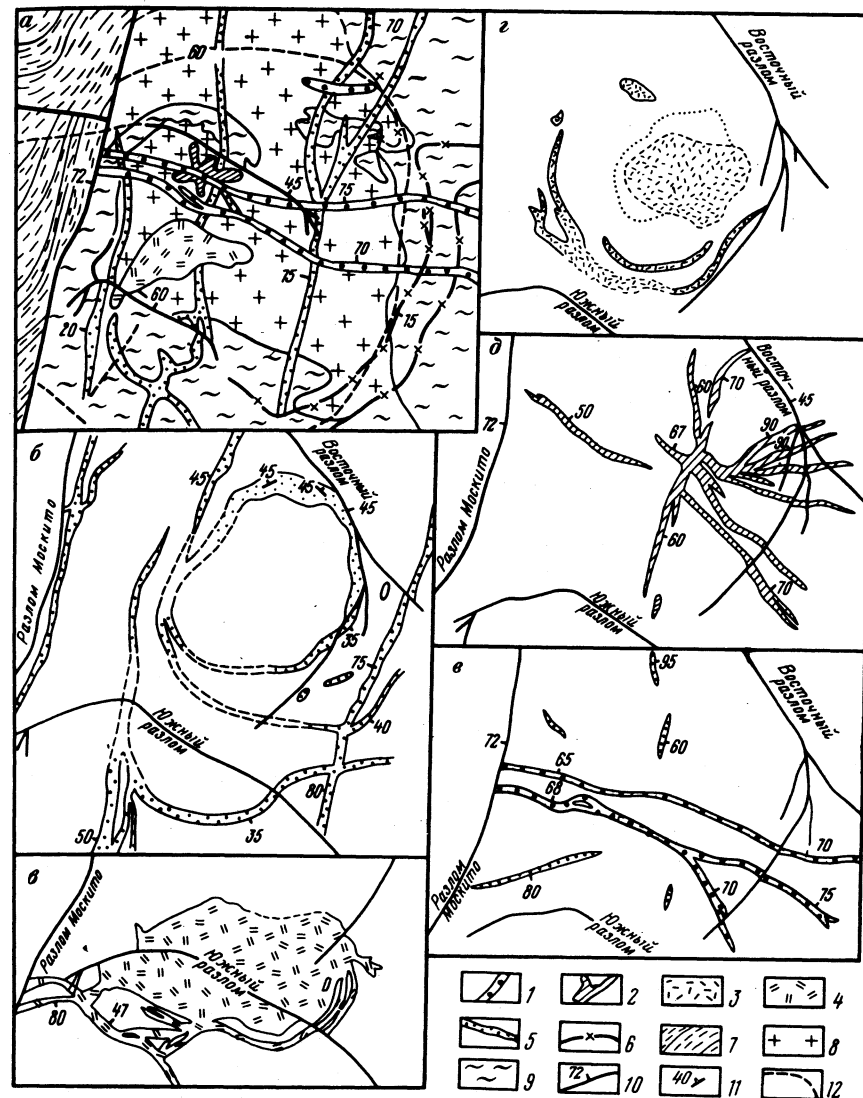


Рис. 5. Схема геологического строения района месторождения Клаймакс (а — с поверхности, б — е — эволюция развития магматизма на уровне штольни Филлипсон). 1—5 — третичные образования (1 — поздние дайки риолит-порфиров, 2 — внутрирудные порфировые дайки, 3 — центральный массив штока Клаймакс, 4 — юго-западный массив штока Клаймакс, 5 — кварцевые монцит-порфиры); 6 — диорит-порфиры; 7 — формация Минтерн пенсильванского возраста (Pz), 8—9 — докембрийские породы (8 — граниты, 9 — кристаллические сланцы и гнейсы); 10 — разломы и направление их падения; 11 — угол падения даек; 12 — предполагаемые контакты

ста в ближайшем районе к месторождению являются пологопадающие тела диоритовых порфириров. Они пересекаются кварцевыми монцонит-порфирами ("порфиры Элк Маунтин"), а последние восточно-юго-восточнее Клаймакса пересекаются II генерацией кварцевых монцонит-порфириров ("порфиры Линкольн"). В районе Клаймакса кварцевые монцонит-порфиры встречаются совместно, образуя систему пологопадающих пластовых тел и крутых подводящих даек северо-восточного простирания. Местами кварцевые монцонит-порфиры образуют сложные дайки. Если породы таких даек расланцованы или подверглись окolorудному гидротермальному изменению, то отличить одну породу от другой трудно. В олигоценовое время образовались сложный шток Клаймакс и сопровождающее его штокверковое оруденение.

Месторождение Клаймакс — типичный представитель штокверковых месторождений кварц-молибденитовой формации. Молибденит и другие минералы сконцентрированы в трех обособленных штокверках, каждый из которых возник в одну из фаз становления штока Клаймакс. Породы первых двух фаз имеют близкий химический и минеральный состав (кварц, ортоклаз, альбит, биотит); III фаза представлена "аплит-порфирами", слагающими штокообразное тело внутри II фазы. Внедряясь, "аплит-порфиры" деформировали породы II фазы с образованием в них радиальных трещин, часть из которых залечивалась теми же "аплит-порфирами". Наиболее поздние гранит-порфиры и дайки порфирировых риолитов (риолит-порфиры) составляют IV фазу. Они встречены на глубине ниже тела "аплит-порфириров". Поздние порфирировые риолиты представлены протяженными (до 1,5 км) крутопадающими дайками близширотного простирания, которые на участке месторождения образуют неясно выраженную радиальную систему. В пределах месторождения у верхнего контакта каждой интрузивной фазы обнаруживается зона интенсивного окварцевания, выше ее наблюдаются молибденитовые рудные тела. Процесс калиевого метасоматоза особенно интенсивно проявлен над контактом интрузивного тела перед рудными телами. Области интенсивной калишпатизации, как правило, совпадают с участками самой богатой рудной минерализации. В виде вкрапленности молибденит отмечается в пегматитовых линзах, аплитовых дайках и в интенсивно окварцеванной породе, а также в виде примазок по трещинам. В зоне над молибденитовыми рудами и по их периферии наблюдаются кварц-пирит-серицитовые прожилки. С зоной концентрации пирита примерно совпадает зона развития вольфрамовой минерализации. Там, где совмещены молибденовые и вольфрамовые зоны, наблюдается пересечение кварц-молибденитовых прожилков кварц-пирит-серицитовыми, содержащими вольфрамит.

На уровне горизонта штольни Филлисон (см. рис. 5, б—е) видно широкое развитие кольцевых разломов в момент формирования первых трех фаз, радиальных систем трещин — в момент формирования IV фазы и слабое — радиальных систем трещин — в момент формирования пострудных порфирировых риолитов. Дайки, связанные с I фазой, часто интенсивно минерализованы (рудное тело Сириско). Однако в отдельных случаях дайки пересекают кварц-молибденитовые прожилки и в то же

время сами пересекаются ими. Это дало основание исследователям Клаймакса предполагать, что эти дайки имели с гидротермальными флюидами один общий, хотя и не специфический источник и практически одновременно с минерализацией. Известна одна порфирировая дайка, которая пересекает почти все молибденитовые прожилки и содержит многочисленные обломки минерализованных боковых пород. Эта дайка сформировалась позже большей части минерализации рудного тела Сириско или вообще после нее. Единичные редкие рудные прожилки, пересекающие эту дайку на участке около Верхнего рудного тела, связываются со временем формирования последнего.

Поздние дайки риолит-порфириров в области распространения молибденитовой штокверковой зоны поздней "безрудной" стадии пересекаются кварц-молибденитовыми прожилками. Лишь немногие прожилки резко обрываются около контактов этих даек. Такие прожилки исследователи Клаймакса относят к минерализации лежащего бока Нижнего рудного района. Они считают, что как поздние риолит-порфирировые дайки, так и гранит-порфиры внедрились позже периода формирования зоны окварцевания Нижнего рудного тела, но местами они подверглись интенсивному замещению кварцем и пиритом. Такие окварцованные зоны, кроме пирита, топаза, серицита, флюорита, содержат сфалерит. К поздней "безрудной" стадии отнесены также штокверковые прожилки, тонкие просечки и вкрапленность в пегматитовых линзах, сегрегации в зонах окварцевания, а также неправильной формы жилы, выполняющие Восточный и Южный разломы, содержащие кварц, пирит, серицит, топаз, флюорит, монтмориллонит, каолинит, родохрозит, халькопирит, сфалерит, галенит, гюбнерит и молибденит.

На месторождении Клаймакс дайки порфирировых риолитов относятся к внутриминерализованным (inter-mineral). Они внедрились до формирования Нижнего рудного тела, но после Верхнего рудного тела, фиксируя тем самым заметный временной перерыв в общей последовательности минералообразования на Клаймаксе. Для объяснения повторяемости интрузивно-гидротермальной деятельности в пределах месторождений исследователи привлекают циклический механизм, предполагая на глубине наличие более крупного материнского магматического резервуара. Именно оттуда должен был поступать молибден к тем частям интрузивно-гидротермальных систем, где происходила концентрация рудоносных растворов. К сожалению, петрографические особенности видов горных пород, развитых на месторождении Клаймакс, описаны очень схематично, но даже и эти скудные данные, приводимые авторами, дают основание предполагать принадлежность части горных пород к плутоническим образованиям, судя по наличию пегматитов, аплитовых даек, и прямую связь минерализации с гранитоидным магматизмом.

Вопросами геологического строения месторождения Тырныауз и положения минерализации, а также изучением минерализации занимались многие исследователи (Б.В. Орлов, В.А. Флерова, С.П. Соловьев, Л.А. Варданянц, Н.К. Нефедов, А.Д. Каленов, В.В. Ляхович, Г.Д. Ажгирей, С.А. Шафранов, Е.Е. Лисицина, В.Ф. Лесняк, О.В. Кононов, А.А. Кур-

дюков, А.В. Пэк, Л.В. Громов, Н.А. Хрущев, В.В. Веселов, Е.Л. Москалев, К.Х. Вербичев, Г.А. Семочкин, О.Ф. Городчиков, М.В. Тараканов, Н.Г. Родзянко, Е.А. Снежко, Е.Н. Граменицкий, А.М. Борсук, М.М. Аракелянц, Г.Д. Афанасьев, А.Я. Сандомирский, Ю.И. Блинов, А.А. Медведкова; В.С. Исаев, С.А. Курюков, Е.А. Нырков, Г.В. Войткевич, А.Г. Гасанов, М.И. Гамов, О.В. Кононов, И.В. Куликов и др.). Многочисленные публикации показывают сложность решения вопросов связи оруденения с магматизмом, хотя к настоящему времени достаточно точно установленными фактами следует считать последовательность развития тектонических процессов и конкретных отдельных магматических фаз (А.В. Пэк, 1962 г.; А.В. Пэк, Е.А. Снежко, 1975 г.).

В.В. Ляхович (1976 г.), подводя итоги детального изучения Эльджуртинского массива и Тырныаузского месторождения, пришел к выводу, что источник вольфрам-молибденового оруденения не зависит от магматического очага, давшего начало лейкократовым гранитоидам, эльджуртинскому граниту и риолитам. Ранее Г.Д. Афанасьев (1974 г.) считал, что рудоносные скарны с прожилками молибденита срезаются интрузией эльджуртинских гранитов, и связывал молибденовое оруденение с плагиогранитными телами доэльджуртинского возраста. В.Б. Черницын (1977 г.), обобщая данные по металлогении Большого Кавказа, отнес месторождение Тырныауз к неогеновому скарновому генетическому типу, принадлежащему молибденит-шеелитовой формации. Он считает, что при формировании месторождения образование шеелита и молибдошеелита произошло близкоодновременно со скарнированием. Молибденит и сопутствующие ему минералы отлагались в собственно гидротермальную стадию, наложившуюся на скарны. Наиболее поздняя минерализация представлена кварц-полиметаллическими жилами, секущими кварц-молибденитовые рудные тела. Отложения теллур-висмутовой минеральной ассоциации произошло после образования кварц-молибденитовой минерализации.

Наиболее детальное минералогическое изучение руд и их взаимоотношения с магматизмом региона А.В. Кононовым и Е.Н. Граменицким подтвердило наблюдение Н.С. Скрипченко (А.В. Пэк, 1962 г., рис. 24) о пересечении кварц-молибденитовых жил гранатовыми жилками и дало основание говорить о наложении гидротермального скарнирования на молибденит-кварцевые жилы и прожилки, а позднее и доказать, что это скарнирование и появление молибдошеелита имели место после формирования Эльджуртинского массива гранитов. А.В. Пэк считал, что жилка граната пересекала жилу, имевшую раньше другой состав, скорее всего плагиоклазовый, это и привело его к неправильному выводу о месте в интрузивном процессе молибденит-кварцевых жил. А.В. Пэк (1962 г., рис. 22) наблюдал брекчии, состоящие из содержащего молибденит кварца, сцементированного скарном, но не придавал им большого значения, отмечив, что жилки пироксена в таком брекчиевом кварце как будто пересекают кварц. Позднее (1979 г.) О.В. Кононов и И.В. Куликов обнаружили пересечение не только эльджуртинских гранитов, но и невадитовых риолитов маломощными прожилками различного состава, содержащими

арсенипирит, флюорит и шеелит (молибдошеелит). Более поздняя минерализация представлена эпидотом, кварцем, кальцитом и сульфидами. Этот новый тип минерализации является более поздним по отношению к продуктивным формациям (после скарновых метасоматитов и кварц-молибденитовых штокверков) и отделен от них внедрением эльджуртинских гранитов и невадитовых риолитов. Это привело их к выводу о длительности процессов молибден-вольфрамового оруденения на Тырныаузе (около 20 млн. лет) и расширении представления о перспективах рудного поля.

Автор, посетив впервые месторождение в 1975 г., обратила внимание местных геологов на наличие в пределах рудного поля даек олигофировых риолитов, на принадлежность "Паука" к типичным субвулканическим телам и его пересечение прожилками среднезернистых гранитов. В отдельных участках в субвулканическом теле были обнаружены неравномерно проявленные процессы гранитизации; в рудном поле отчетливо прослежено наложение кварц-молибденитовых прожилков на все виды горных пород, предшествующих формированию эльджуртинских гранитов, и срезание высокотемпературных кварцевых прожилков эльджуртинскими гранитами. Тогда же О.В. Кононов показал нам наложение молибдошеелита на эльджуртинские граниты, т.е. разновозрастность молибденитового и молибдошеелитового оруденения в пределах Тырныаузского рудного поля не вызывает сомнений. В последующие годы О.В. Кононов и И.В. Куликов [21] доказали еще более сложное соотношение магматизма и рудообразования в пределах Тырныаузского рудного поля. В табл. IX, з, г, д приведены наиболее интересные соотношения магматических пород и наложение на кварц-молибденитовую жилу и метариолиты "Паука" гидротермального скарнирования (см. табл. IX, е).

Таким образом, на сегодня хорошо доказаны полихронность и многоэтапность в формировании Тырныаузского месторождения и совмещение в нем оруденения трех рудных формаций: кварц-молибденитовой, скарново-молибдошеелитовой и арсенипирит-флюорит-шеелитовой. Однако до сих пор геологическое строение Эльджуртинского массива рисуется очень схематично, хотя он является типичным многофазным интрузивом. Все исследователи, судя по публикациям, изучавшие Эльджуртинский массив, включая последние публикации (Хитаров, Сендеров, Бычков и др., 1980 г.), считают его одноактным. Они не выделяют даже внутрикамерных инъекций, хотя единичные дайки мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов очень хорошо видны в эрозионных врезках массива. По мнению Н.И. Хитарова и других, магма эльджуртинских гранитов и риолитов Тырныауза и Кыртыка должна была иметь общий глубинный источник, но разные порции магмы двигались различными путями в верхние горизонты земной коры. По их мнению, процессы образования рудных месторождений, формирование Эльджуртинского массива — следствие региональной активности глубинных процессов.

По нашему мнению, судя по физиографии горных пород, развитых в интрузиве, их соотношениям, формирование эльджуртинского массива происходило в беспокойных тектонических условиях, и при его форми-

ровании имело место не менее трех близких к вертикальным очень сближенных во времени инъекций: резкопорфировидных среднезернистых до крупнозернистых меланократовых гранитов, резкопорфировидных крупнозернистых лейкократовых гранитов и среднезернистых до крупнозернистых относительно равномернозернистых миароловых гранитов, а также дифференциатов последних — мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов. Не движение различными путями привело к формированию типичных вулканических и плутонических пород, как предполагает Н.И. Хитаров, а более вероятно, что магмы рождались на одних и тех же глубинах. Это обусловило их петрохимическое сходство. Формирование гранитоидов и риолитов происходило в различных тектонических условиях, причем невадитовые риолиты формировались в близповерхностных условиях из промежуточных вулканических камер, судя по появлению не только неправильных по форме тел, но и даек того же состава.

Приведенные соотношения молибденитовой, вольфрамитовой, а также молибдошеелитовой и шеелитовой минерализации показывают наличие двух типов соотношений: а) разорванность во времени формирования молибденового и вольфрамового оруденения; б) одновременное появление молибденового и вольфрамового оруденения (развитие молибдошеелита). В этом случае собственно молибденитовое оруденение появляется раньше молибдошеелитового. Молибденитовое и молибдошеелитовое оруденение вероятнее всего не связано единым процессом. В настоящее время у исследователей [5] уже не вызывает сомнения, что при оконтуривании и оценке молибден-вольфрамоворудных площадей важное значение приобретает изучение состава, возраста и пространственного размещения даек, при этом: а) послерудные дайки, как правило, имеют основной состав (диабазы, габбродиабазы; они, по нашему мнению, не имеют прямого отношения к минерализации), дорудные — кислый и основной состав, внутрирудные — кислый и (или) средний состав (гранит-порфиры, бостониты, монзониты, гранит-аплиты); б) концентрация на небольшой площади даек минерализованного типа свидетельствует о наличии скрытых куполов с перспективой обнаружения грейзеновых тел и ограниченными перспективами штокверковой минерализации; в) в пределах дайковых поясов наиболее интересны участки на выклинивании, пересечении и сочленении различно ориентированных поясов даек поперечными разломами, участки сгущения даек; г) поля даек с мощными телами зональных пегматитов не перспективны на промышленное вольфрамовое оруденение; в пределах рудных полей промышленных месторождений обычны лишь маломощные тела гранит-аплит-пегматитов; д) внутрирудные дайки обычно разделяют этапы многостадийного или многоэтапного оруденения (молибденового — раннего и вольфрамового — позднего).

В случае кольцевых магматических комплексов наиболее перспективна обстановка, характеризующаяся значительным развитием кольцевых даек и сохранением эффузивных образований в опущенных блоках, а также проявлением грейзенизации и альбитизации как в дайках, так и в апикальных выходах материнских гранитов. Наиболее крупные и бога-

тые месторождения вольфрама различных формационных типов формируются на относительно малых глубинах от палеоповерхности.

Оловянное оруденение. Прежде чем перейти к характеристике возрастных взаимоотношений даек и оловянного оруденения, подчеркнем, что на поздних стадиях развития складчатых областей наблюдается оловянное оруденение касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формации, однако в некоторых областях происходит совмещение разнотипного оловянного оруденения (касситерит-кварцевой, реже касситерит-силикатной и совсем редко касситерит-сульфидной и оловоносных редкометалльных пегматитов формаций).

Районы преимущественного развития месторождений касситерит-силикатной формации, по Г.А. Тананаевой и И.Н. Кигаю [36], широко развиты в геосинклинально-складчатых структурах в связи с развитием оловоносного гранитоидного магматизма поздней перми, позднего мела — раннего палеогена и позднего олигоцена — неогена, и они практически не известны в связи с более древними гранитоидами. В то же время А.Д. Щеглов и Д.О. Онтоев [36, с. 19] считают, что хотя преобладающее количество касситерит-силикатных месторождений соответствует указанному времени, имеются довольно значительные в отношении масштабов оруденения исключения (своеобразные месторождения Трансвааля турмалинового типа — раннепротерозойские, месторождения Западной Тасмании — Ренисон-Белл и Кливленд, генетически связанные со среднекарбонowymi гранитами).

Районы преимущественного развития месторождений касситерит-сульфидной формации, по мнению Г.А. Тананаевой и И.Н. Кигая, развиты главным образом в молодых вулканических поясах и геосинклинально-складчатых областях, непосредственно тяготеющих к бассейну Тихого океана. Месторождения представлены комплексными рудами очень сложного состава, и оруденение генетически связано со сложными вулканическими поясами, наложенными на жесткие блоки, преимущественно выделяются следующие типы оловорудных площадей: 1) боливийский, 2) мексиканский и 3) приморский. Районы разнотипного оловянного оруденения среди карбонатных пород наиболее типичны для палеозойских, в меньшей мере для мезозойских осадочных толщ. Среди них Г.А. Тананаева и И.Н. Кигаю выделяют два типа оловоносных площадей: 1) в зонах домезозойских геосинклинально-складчатых областей, подвергшихся позднепалеозойской раннемеловой активизации, и 2) в зонах позднемезозойской активизации палеозойских платформ и складчатых областей. По минеральному составу руд эти районы практически не различаются. Местами в рудах оловоносных площадей первого типа отмечается несколько повышенные скопления флюорита и более часто наблюдается примесь меди; на площадях второго типа в рудах местами несколько большая борная минерализация. Наиболее сложные соотношения даек и руд наблюдаются в месторождениях совмещения разнотипного оловянного оруденения.

П.Г. Ведерников и И.С. Пельцман (1980 г.), проведя морфоструктур-

ный анализ оловорудных полей юга Советского Дальнего Востока, пришли к выводу, что строение многих жильных оловорудных полей определяется системой трещин, возникающей в том или ином участке земной коры, но основной структурный рисунок поля создается главными трещинами, вмещающими дайки и продукты гидротермальной деятельности. Эти главные трещины располагаются под углом друг к другу, формируя разнообразные рисунки в плане, которые воспринимаются ими как структурные типы рудных полей — линейный, каркасный, радиально-концентрический, веерообразный (Ведерников, 1974 г.).

Исследователями Приморья (М.А. Фаворская, Е.В. Быковская, Э.П. Изох, Е.А. Радкевич и др.) подчеркивалась локализация в одних и тех же длительно развивающихся линейных зонах нарушений, в том числе широтных и северо-западных, разновозрастных интрузивных и эффузивных образований, включая послегранитовые базитовые дайки и плиоценовые базальтовые покровы. Оруденение преимущественно ассоциировано с многофазными интрузивными комплексами с наиболее полным рядом дифференциации (от основных разновидностей до крайних кислых) и сопровождающимися послегранитными меланократовыми дайками. На Арсеньевском месторождении многочисленные дайки среднего и основного состава образуют пояс близмеридионального простирания, уходящий за пределы месторождения (В.А. Баскина, 1981 г.). Последовательность даек, по данным Г.А. Осиповой, В.И. Косенко, И.Н. Кигая и других, следующая: диабазовые, роговообманковые, роговообманкопироксеновые метаандезиты (порфириды, по авторам) и базальты. Кислые дайки, меридиональные и северо-западные, протяженностью до 4 км сосредоточены в восточной части Арсеньевского поля. Это ветвящиеся, неправильные тела и вулканические трубки (риолиты). Позднее формировались полевошпат-роговообманковые диорит-порфириды, спессартиты, затем габбро, трахибазальты, диабазовые порфириды и вновь дациты и фельзориолиты, позже которых произошло отложение касситерит-силикатных руд. Отмечено увеличение суммарного объема магматических тел с глубиной (на поверхности выходы даек занимают 14 % площади, на горизонте 200 м — 38 % и на горизонте 400 м — 41 %). Кроме того, дайки и трубки взрыва выносят на поверхность ксенолиты щелочных биотитовых гранитов и щелочных оливиновых базальтов. В диабазовых порфиридах встречаются ксенолиты богатых калием гранитов.

В Дальнегорском районе важную роль в структуре района и в геологическом контроле оруденения играют андезитовые вулканические постройки палеоценового возраста, расположенные вдоль скрытой меридиональной зоны нарушений. В наиболее крупном Солонцовском вулкане вслед за андезитами формируется тесно связанный с ними комплекс покровов и экструзий, разветвленных субвулканических залежей, даек порфировых плагиориолитов (плагиофилов и гранофилов) и ряд мелких гранитоидных интрузий. Более поздними являются дайки диабазовых порфиридов. Все магматические образования дорудные, причем скарновые залежи с сульфидами часто контролируются контактами субвулканических тел, дайками, подошвой покровов. Возраст андезитов

(К-Ar) 66—62 млн. лет, гранофилов 60—56 млн. лет. На Садовом скарново-полиметаллическом месторождении послерудные диабазовые порфириды имеют возраст 46—39 млн. лет. Известны послерудные базальты и на других месторождениях. Для касситерит-сульфидных месторождений характерно наличие внутри- и послерудных базальтовых даек, причем по составу базальты даек часто близки базальтам эоценовых покровов, что отмечено В.А. Баскиной в 1965 г.

Сближенность рудоотложения и дайкообразования для оловорудных месторождений отмечалась В.Н. Дубровским, И.Н. Кигаем в месторождениях Приморья, А.Л. Соколовым [42] — в месторождении Индустриальное в Магаданской области.

В Вознесенском районе М.Г. Руб (1960 г.) отмечала, что в Вознесенском комплексе наблюдаются кислые дайки, непосредственно связанные с гранитами и предшествующие оруденению, а также дайки среднего и основного состава, внедрившиеся после образования грейзенов, касситерит-кварцевых жил и слюдисто-флюоритовых руд, но до отложения касситерит-турмалиновых и касситерит-сульфидных руд. И.Н. Говоров [9] подчеркивал, что детальное изучение даек позволило получить новые материалы по составу меланократовой серии даек и их взаимоотношениям с рудными образованиями. Отчетливо выделились следующие группы даек: 1) догранитные дайки габбро-порфиридов, диабазовых и монцититовых порфиридов, секущиеся жилами гранита и представляющие собой скорее всего жильные ответвления интрузий габбро и диорит-монцититов; 2) дорудные дайки диабазовых порфиридов (иногда оливиновых), одинитов, спессартитов и керсантитов, внедрившихся после самых ранних автометасоматических грейзенов (Пограничное месторождение) и кварцевых жил (Ярославское месторождение), но до отложения грейзенов и сульфидных руд; 3) послерудные дайки диоритовых метаандезитов (плагиоклазовых порфиридов), секущие сульфидные руды. Дайки второй группы пользуются, по И.Н. Говорову, наибольшим распространением, контролируя распределение оруденения на Вознесенском, Пограничном и Ярославском месторождениях. Им приводится схематический разрез Центрального рудного тела Вознесенского месторождения (рис. 6), отчетливо показывающий проницаемость известняков как в момент формирования гранитов и слюдисто-флюоритовых руд, так и позднее, в момент формирования пострудных даек, но, к сожалению, до сих пор исследователи этого региона не пытаются отражать их петрографический состав и называть горные породы не просто порфиридами, а уточнить их принадлежность к соответствующим видам горных пород. Из разреза хорошо видно, что в момент формирования пострудных даек блоковая тектоника в пределах месторождения обусловила сложную морфологию даек в надинтрузивной зоне гранитного массива.

Сложные и противоречивые соотношения даек и оловянного оруденения описываются в Кавалеровском рудном районе. Их возрастные соотношения нельзя считать окончательно решенными.

Многоэтапность и сложное соотношение руд с дайками отмечалось Л.Н. Индолевым [15] для Арга-Ыннах-Хайского и Хаардахского место-

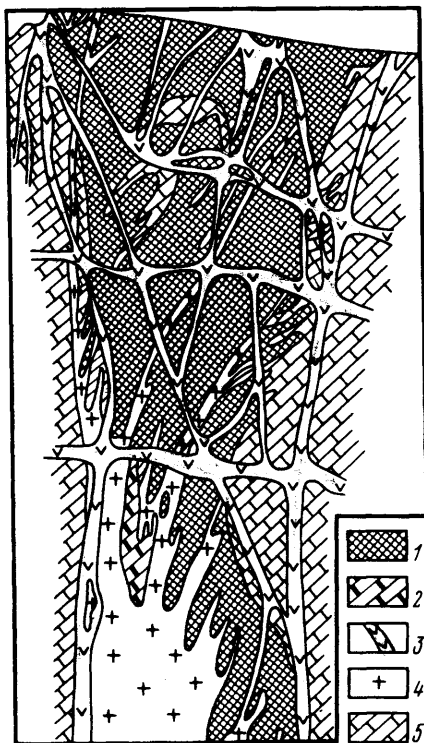


Рис. 6. Схематический разрез Центрального рудного тела Вознесенского месторождения по М.П. Материкову, Ю.Г. Иванову, Э.И. Шкурко.

1 — слюдисто-флюоритовые руды; 2 — скарны; 3 — "порфириды"; 4 — альбитизированные грейзенизированные граниты; 5 — известняки

что концепция связи касситерит-сульфидного оруденения с базитовым магматизмом на месторождениях Верхояно-Колымской провинции не находит подтверждения. Подобные представления нельзя считать полностью обоснованными фактическим материалом. Л.Н. Индолев продуктивные формации месторождений олова связывает только с субсеквентным магматизмом позднемеловой эпохи.

В Верхояно-Колымской складчатой системе, по Л.Н. Индолеву, в оловорудных узлах обычно совмещены продукты нескольких продуктивных этапов минерализации, разделенных внедрением магматических тел и объединенных в пределах одной позднемеловой металлогенической эпохи. С дайками риолитовой формации и формации фтористых гранитов генетически связаны главные оловорудные формации — касситерит-кварцевая и касситерит-силикатная. По-видимому, в рассматриваемом

рождениях в Якутии, причем в первом из них, как уже отмечал И.Я. Некрасов в 1966 г., наблюдается пересечение касситерит-вольфрамит-кварцевых прожилков дайками гранитов.

Для ряда даек основного состава доказан внутри- и постминерализационный возраст (месторождения Депутатское, Улахан-Эгелях). Геологические и минералогические наблюдения на Улахан-Эгеляхском месторождении дали основание говорить об ошибочности датирования касситерит-сульфидного оруденения палеогеном, учитывая появление необычных прожилков пирротина в рудах, образованных вследствие пирометаморфизма пирита, и взорванность газово-жидких включений в кварце, в контакте с дайкой диабазов.

Большинство известных даек основных пород на оловорудных месторождениях Якутии [15 и др.] либо представляют собой догранитоидные внедрения, либо образовались после главной касситеритоносной минеральной ассоциации. Подобные дайки, которые бы непосредственно предшествовали оловоносным минеральным ассоциациям, в регионе не известны. Исходя из этого Л.Н. Индолев считает,

случае можно говорить только о тесной пространственной и временной связи оруденения и магматизма с риолитовым магматизмом, а не о прямой генетической связи, как это предполагает Л.Н. Индолев.

Интересные соотношения даек оловянного и бериллиевого оруденения наблюдаются в других районах мира. В центральной части хребта Йорк на западе полуострова Сьюард (США) Ч.Л. Свейнсберн (1973 г.) отмечал в позднемеловое — раннетретичное время появление четырех штоков биотитовых гранитов, а также даек лампрофиоров, диабазов, риолитов и андезитов. Кроме того, в районе Потейто установлена группа гранитных даек. В период внедрения гранитных штоков и после них образовались дайки афировых и порфировых риолитов, которые локализованы обычно близ штоков или над ними в региональных и локальных разрывах нарушениях. Одновременно с риолитовыми дайками внедрялись дайки диабазов и лампрофиоров, которые обычно тяготеют к региональным трещинным зонам, но иногда образуют пучки около гранитных штоков. В лампрофирах обнаружены ксенолиты гранитов. Ч.Л. Свейнсберн предполагает более молодой возраст лампрофиоров на основании того, что ксенолиты лампрофиоров отсутствуют в дайках риолитов. Геохимическое изучение гранитов обнаружило резкое обогащение их оловом, вольфрамом, бериллием, бором и литием, т.е. компонентами, характерными для оловянно-бериллиевых месторождений. Лампрофиры рассматриваются им, на основании работ С.Л. Саинсбург, как гибридные породы, образовавшиеся при внедрении диабазовых даек в граниты на большой глубине, в результате чего лампрофиры также обладают повышенными содержаниями бериллия, бора, олова и лития. Дайки и трещины, в которых локализованы руды, в период минерализации играли роль главных рудоподводящих каналов для растворов, отлагавших полезные компоненты в благоприятных структурных условиях. Простираие даек СВ 65–85°. Возраст минерализации моложе, чем возраст любой обнаруженной в районе дайки. Поскольку внедрение даек по возрасту моложе гранитов (К-Аг возраст по биотиту из гранитов — позднемеловой), но старше оруденения, возраст последнего можно считать либо позднемеловым, либо третичным.

Вдоль контактов риолитовых даек и известняков над скрытыми штоками гранитов или близ них расположены все разведываемые и эксплуатируемые оловорудные тела. Бериллиевые рудные тела локализованы в тех же разрывных нарушениях, что и дайки лампрофиоров. Более богатые рудные тела локализованы вдоль измененных даек, пересекающих разлом Рапид-Ривер, на участке Карв-Крик. В долине р. Лост месторождения вытянуты также вдоль разлома Рапид-Ривер. На минерализованной площади широко распространены крутопадающие дайки лампрофиоров, прорывающие плоскость разломов, и именно к этим дайкам приурочены максимальные концентрации руд. На участке Тин-Крик бериллиевые рудные тела располагаются близ гранитов; здесь же хорошо представлены жилы переходного типа, которым в равной мере свойственны минералы и оловянных и бериллиевых руд. В большинстве случаев жилы приурочены к выдержанным трещинам с простираием СВ 70–85°, которые

параллельны многочисленным дайкам, пересекающим региональные разломы; иногда используются трещины в самих дайках и зальбанды даек. Незначительная часть последних локализована в радиальных трещинах, окружающих гранитные штоки. Основным источником олова и бериллия Ч.Л. Свейнсберн считает граниты, выходящие на поверхность в виде штоков Кейн-Маунтин, Эр-Маунтин, Брукс-Маунтин, Блэк-Маунтин и Тин-Крик. Аналогичные граниты, видимо, залегают на глубине на всей территории полуострова Сьюард. Автор допускает очень сложную историю формирования оруденения: формирование гранитных штоков → появление даек гранитного состава → охлаждение верхней части гранитных штоков с консервацией на глубине флюидов поздней стадии, обогащенных летучими компонентами и давших начало пегматитам, → образование сбросов главным образом в пределах субширотного пояса, пересекающего центральную часть хребта Йорк, → синхронное внедрение базальтовых даек, при заимствовании гранитного материала превращавшихся в типичные лампрофиры, но с повышенным содержанием бериллия, олова и бора, → подъем флюидов от сохранившихся на глубине очагов гранитной магмы по разломам и зальбандам даек.

Приведенные данные показывают сложные соотношения даек и оруденения во многих рудных полях и необходимость детального петролого-геохимического изучения даек, наряду с плутоническими и собственно-вулканогенными фациями, чтобы иметь возможность корректно доказывать связи определенных типов руд с теми или другими магматическими комплексами, развитыми в регионах.

Медно-молибденовое и медное оруденение. Для меднопорфировых и медно-молибден-порфировых месторождений дайки часто являются одним из прямых поисковых признаков и эти типы месторождений заслуживают подробного освещения. В.С. Попов [29, 30], обобщив данные по меднопорфировым месторождениям мира, подчеркивает устойчивую связь меднопорфировых месторождений с раннеорогенным магматизмом. По его мнению, полностью лишены меднопорфирового оруденения палеозойды Европы, почти вся территория Урала, оловоносные зоны Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, Южные Аппалачи. Меднопорфировые месторождения имеют близкий абсолютный и относительный возраст в однотипных тектонических зонах, расположенных на значительном удалении друг от друга. В салаиридах эти месторождения формируются в позднем кембрии — раннем ордовике (480—515 млн. лет), в ранних каледонидах — в конце ордовика — начале силура (415—450 млн. лет), в поздних каледонидах — в раннем девоне (360—380 млн. лет), в ранних варисцидах — в среднем карбоне (340—310 млн. лет), в поздних варисцидах — в конце перми (240—260 млн. лет). Они наблюдаются в мезозоидах, альпидах, ларамидах и других молодых подвижных поясах: в позднем триасе (185—210 млн. лет), в раннем мелу (105—120 млн. лет), палеоцене и эоцене (40—70 млн. лет), в позднем олигоцене и раннем миоцене (15—30 млн. лет). Наиболее молодым меднопорфировым месторождением, для которого известен радиологический возраст гидротермалитов, явля-

ется участок Ок-Теди (Маунт-Фубилян) на о. Гвинея. Гидротермально измененные магматические породы (порфиры, по Раде, 1975 г.) этого месторождения имеют плейстоценовый возраст (1,1—1,2 млн. лет).

В ряде рудных провинций пространственно совмещены меднопорфировые месторождения различного возраста (Закавказье, Канадские Кордильеры, Анды), что связано с повторением однотипных магматических циклов.

И.Г. Павлова, формулируя в 1979 г. провинциальные (региональные) поисковые признаки меднопорфировых месторождений, отмечала, что канадские геологи при поисках меднопорфировых месторождений в Британской Колумбии, которая за последние 10 лет вышла в ряд ведущих меднопорфировых провинций мира, вторым признаком считают свиты даек.

А.С. Аладышкин и др. (1974 г.) в Хамсаринской зоне Тувинской АССР поля развития дайкообразных тел риолитов (кварцевых порфиров) и гранит-порфиров девонского возраста, придавая большое значение присутствию субвулканических дайкообразных тел, отнесли к первому непосредственному поисковому признаку оруденения меднопорфирового типа наличие участков сочленения двух разнородных сред: гибридных пород таннуольского комплекса диорит-плагиогранитного состава с вулканогенными нижнекембрийскими породами.

Одним из наиболее крупных известных в настоящее время месторождений меднопорфировых руд с большими запасами и богатыми рудами является месторождение Рей в Аризоне. По данным Р. Метца и А. Розе (1968 г.), в районе месторождения докембрийские метаморфические породы (сланцы, диориты, граниты) несогласно перекрыты более молодыми, но также докембрийскими конгломератами, глинистыми сланцами, кварцитами, известняками, базальтами. Все эти породы пронизаны крупными силлами, дайками и неправильной формы телами диабазов, предположительно также докембрийского возраста. Докембрийские породы в свою очередь интродуцированы более молодыми мел-палеогеновыми интрузиями. В районе месторождения Рей выделяют шесть интрузий этого возраста, изменяющихся по составу от диорита до кварцевого монцонита. По форме это крупные массивы, небольшие дайки, силлы. Порфировые тела кварцевых монцонитов, с которыми исследователи связывают меднопорфировое оруденение, также представлены на участке месторождения дайками и силлами. В более северных районах кварцевые монцониты образуют крупные неправильной формы тела. Наряду с указанными дайками распространены также более молодые дайки кварцевых диорит-порфиров, андезитов и других пород.

Главным медьсодержащим минералом месторождения Рей является халькозин. Руда является продуктом супергенного обогащения и залегает в виде покрова неправильной формы, мощностью десятки метров, локализуясь в докембрийских породах. И.Г. Павлова (1979 г.) подчеркивает, что площадь месторождения характеризуется очень напряженной тектонической переработкой вмещающих пород, включая диабазы, которые резко преобладают над другими вмещающими породами и исключи-

тельно благоприятны для оруденения. Все эти особенности наряду с благоприятной региональной позицией определили крупные масштабы оруденения.

До шести-семи фаз внедрения порфировых интрузий, а также многочисленных дайковых серии и несколько систем разрывных нарушений выделяются на месторождении Эль-Сальвадор в Чили (Custaffson, Hunt, 1975 г.).

Для формирования подобных типов месторождений важное значение имеют палеоклиматические и палеотектонические условия на период рудообразования и в последующие эпохи. Установлено, что большинство месторождений юго-запада США в более поздний период подверглось эрозии, выщелачиванию и обогащению (Lowell, 1974 г.). Для таких месторождений как Рей, Силвер-Белл, Моренси главный период обогащения датируется возрастом 30 млн. лет при возрасте минерализации около 65–60 млн. лет.

Р.Г. Шмидт (1978 г.) отмечал, что прожилково-вкрапленная медно-молибденовая минерализация на месторождении Коплер-Маунтин тяготеет к дайкам и силлам риолитов (кварц-полевошпатовым порфирам, по автору).

Соотношения даек и медно-молибденового оруденения в настоящее время достаточно детально изучены на Малом Кавказе на месторождениях третичного возраста, приуроченных к Мегри-Ордубадскому плутону (Каджаранском, Парагачайском, Капуджихском) и его сателлитам (Гекгельское месторождение). Эти данные рассматриваются на с. 192–197. Здесь же отметим, что на месторождениях, расположенных в Мегри-Ордубадском плутоне, к настоящему времени установлено, что кварц-молибденитовые жилы появляются после даек мелкозернистых гранитов, основной этап медного вкрапленного (халькопиритового) оруденения отделен от кварц-молибденитовых жил внедрением даек олигоклазовых кварцевых диоритов (Каджаранское месторождение). Все более молодые дайки невадитовых гранодиорит-порфиров двух генераций (Каджаранское, Гекгельское месторождения) и дайки полифировых гранит-порфиров, содержащие обломки невадитовых гранодиорит-порфиров (Пяз-башинское месторождение), пересечены халькопирит-пирит-кварцевыми жилами и халькопирит-пиритовыми прожилками [23], при этом в породах, вмещающих жилы, широко развита пиритизация, которая завершает медное рудообразование в регионе. Позднее появляются мелкие экстрезии дацитов, риолитов (кварцевых порфиров, по данным предыдущих исследователей) и моновулкан трахибазальтов в пределах северной части Мегри-Ордубадского массива. Последний обнаружен среди гранитоидов массива М.И. Рустамовым (1972 г.).

На Агаракском месторождении оруденение приурочено к кровле мелового (?) возраста (к участку проявления жерловой и субвулканической фаций). В.Е. Вартанесов (1976 г.) установил, что повышенные концентрации молибдена приурочены к зонам трещиноватости пород, а вне трещин близки к кларковым. В пределах Агаракского месторождения молибденит-кварцевые жилки и прожилки пересекают дай-

ки диорит-порфиров (гипабиссально-субвулканическая фация вулканогенного комплекса). Дайки этого рудного поля заслуживают дальнейшего изучения, учитывая, что подобные дайки наблюдаются на Техутском месторождении, расположенном в центральной части Малого Кавказа (в Сомхито-Карабахской зоне), где нами в 1980 г. прослежены интересные взаимоотношения горных пород и молибденитовой минерализации. Кварц-молибденитовые прожилки пересекают не только все плутонические породы, дайки диорит-порфиров, формирующиеся после них, но и наблюдаются в неправильных, близких к дайкообразной форме, телах гранит-пегматитов, которые вызывают в диорит-порфиритах процессы контактового метаморфизма (развитие мелкочешуйчатого биотита по роговой обманке). Эти гранит-пегматитовые дайкообразные тела, по-видимому, принадлежат более молодому плутоническому комплексу, чем все плутонические породы, обнажающиеся в настоящее время в пределах Техутского месторождения, т.е. принадлежность молибденитовой минерализации к альпийской сомнений не вызывает. Нашими фактическими данными, по сходству характера минерализации с более южными районами Малого Кавказа, подтверждена принадлежность этой минерализации к более молодой, как справедливо считал С.А. Мовсесян [27].

На месторождении Сар-Чешме (Иран) соотношения даек и оруденения подобны Каджаранскому, судя по данным о разновозрастности молибденит-кварцевых и пирит-халькопиритовых жил и прожилков, полученным С. Дж. Хаинсом.

Для Центрального Казахстана, как уже отмечала автор [12], существует обилие точек зрения о связях медно-молибден-порфировых и меднопорфировых месторождений с магматизмом и соотношениях даек и оруденения. Отчетливо устанавливается, что медно-молибденовая минерализация проявлялась многократно и связана главным образом с позднепалеозойским магматизмом, но характер связи до сих пор дискусионен. Это отчетливо видно из работ, опубликованных многими исследователями (М.П. Русаков, А.К. Каюпов, В.В. Колесников, Л.А. Мирошниченко, А.И. Кривцов, Ю.К. Кудрявцев, В.Г. Сапожников и др.). Наиболее ярко зависимость распределения даек и оруденения видна на меднопорфировом месторождении Коксай. В.М. Шепелев и др. (1978 г.) отмечают, что наибольшие по объему и концентрации меди минерализованные зоны приурочены к участкам развития сближенных даек (гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров) на глубине 400–500 м, охватывающей интервал ветвления даек и вмещающие породы над верхними выклиниваниями даек. Наблюдается зависимость распределения концентраций меди от строения и мощностей даек, частоты встречаемости, степени их сближенности и положения конкретных сечений относительно области сопряжения маломощных даек с основной (стволовой) частью тела порфировых пород.

Исследования Н.П. Васильковского, И.П. Кушнарева, Л.И. Лукина, И.Е. Сморгочкова, Н.П. Лаверова, В.Н. Левина, Ф.И. Вольфсона и других в Карамазаре (Средняя Азия) показали, что возраст наиболее поздних

дайковых образований района равен приблизительно 270 млн. лет, а наиболее поздних рудных образований (определенный свинцово-цинковым методом) около 230 млн. лет, т.е. процесс основного рудообразования в Карамазаре продолжался около 40 млн. лет. К местам пересечения известняков с дайками, наряду с зонами гидротермального изменения пород и участкам повышенной трещиноватости пород, по мнению Н.Н. Королевой (1979 г.), приурочено медное оруденение в Алтынтюпканском районе в Средней Азии.

И.М. Голованов [11] пришел к выводу, что возраст медного оруденения Западного Тянь-Шаня изучен недостаточно. Перспективы продвижения в этом направлении, по его мнению, следует искать в точных данных геохронологического датирования. Намечается четыре металлогенические эпохи эндогенного медного оруденения: докаледонская, каледонская, средне- и позднегерцинская. Наблюдается направленная последовательность (необратимость) образования рудных формаций меди в каждом полном завершеном тектоно-магматическом цикле складчатой зоны. Он также подчеркнул, что для жильной кварцево-медной формации наблюдается четкий структурный контроль, наряду с зонами оперения крупных разломов, периферическими зонами краевых разломов, субвулканическими аппаратами и поясами, в том числе и дайковыми.

В настоящее время существует неоднозначное определение подэтапов герцинского сульфидного рудообразования в Кальмакырском месторождении (Узбекистан). И.М. Голованов [10] выделяет четыре подэтапа сульфидного рудообразования: 1) кварц-магнетитовый, 2) кварц-пирит-молибденит-халькопиритовый, 3) кварц-карбонатно-полисульфидный, 4) цеолит-ангидритовый. В.Н. Капсамун, Ю.Н. Пашков и В.И. Рехарский [16], в отличие от И.М. Голованова, считают, что процессы формирования основной массы молибденовых руд происходили после образования даек гранодиорит-порфиры (алмалыкский тип); медные руды от молибденовых были отделены внедрением даек монзонит-порфиры, а от свинцово-цинковой минерализации — внедрением даек кварцсодержащих диабазовых порфиритов. Нами, совместно с Ю.Н. Пашковым, (1981 г.) были установлены еще более сложные соотношения даек и медно-молибденового оруденения в пределах Кальмакырского месторождения; невадитовые гранодиорит-порфиры (алмалыкский тип) пересекаются гранит-пегматитовыми (до сиенит-пегматитов) жилками, мощностью от 2 до 15 см, содержащими молибденит. Последние наблюдаются не только в невадитовых гранодиорит-порфирах, но и образуют самостоятельные дайкообразные тела, мощностью до 2,5 м на нижнем горизонте карьера (западный борт). Халькопиритовая минерализация в виде прожилков и вкрапленности, а также цемента брекчий, наблюдается в крупнозернистых диоритах, среднезернистых монцодиоритах, невадитовых гранодиорит-порфирах, гранит-пегматитах и дайках невадитовых гранит-порфиры, т.е. развита в большем количестве видов горных пород, чем молибденитовая. В дайках невадитовых гранит-порфиры (гушсайский тип) в единичных случаях наблюдаются обломки кварц-молибденитовых прожилков, т.е. отчетливо доказывается более позднее обра-

зование халькопиритовой минерализации. Еще в большем количестве видов горных пород развит пирит, причем наиболее интенсивно в дайке невадитовых дацитов, наблюдаемой в южной части карьера, как в виде вкрапленности, так и в виде кварц-пиритовых прожилков, причем около последних обычно развита березитизация вмещающих пород; мощность березитов постоянно в 10 раз и более мощности кварц-пиритовых и собственно пиритовых прожилков. Наблюдаемые соотношения даек и оруденения дают основание предполагать принадлежность Кальмакырского месторождения к месторождениям, руды которых связаны с совмещенными разновозрастными магматическими образованиями.

Таким образом, уже первые данные геолого-рудно-петрографического изучения показали надуманность точки зрения И.М. Голованова и недоказательность ее фактическим материалом, обнаруживаемым при проходке карьера.

В Сорском медно-молибденовом месторождении в Кузнецком Алатау В.Л. Хомичев и В.И. Сотников (1976 г.) отмечают сложные соотношения даек и минерализации: наличие дорудных даек микродиоритов и микромонцодиоритов (микросиенодиоритов, по авторам), гранит-порфиры двух генераций. Гранит-порфиры II генерации пересекают оруденелые граниты, а сами пересекаются прожилками кварца с пиритом. Наиболее молодыми породами на Сорском месторождении являются дайки диабазов, трахиандезитов, трахитов (ортофиры, по авторам) и другие, которые отчетливо пересекают кварц-молибденитовые жилы и принадлежат уже девонскому вулканогенному комплексу. С.Г. Петровская, Б.П. Санин, А.М. Спиридонов и др. (1980 г.) без приведения петрографических данных в пользу своей точки зрения самыми ранними дайковыми образованиями на Сорском месторождении считают спессартиты и микродиориты, образующие две серии, ориентированные субпараллельно в северной и южной частях рудного поля. Гранит-порфиры, по их мнению, представлены тремя фазами, являющимися, вероятно, дополнительными фазами лейкократовых гранитов. Гранит-порфиры I фазы формируют шток в центре рудного поля, а также ряд разобщенных мелких тел в его юго-восточной части; II фаза представлена единичными дайкообразными телами в зонах эруптивных брекчий; III образует эллиптический шток и ряд мелких дайкообразных тел в восточной части месторождения. На 200-метровом интервале по вертикали (870—670 м) общая площадь гранит-порфиры (II фаза) уменьшается почти в 2 раза. Изменяется и их морфология: на верхнем горизонте гранит-порфиры представлены мощными телами с апофизами, раздувами, иногда с изометричными очертаниями, а на нижнем — маломощными дайками. Размер тела гранит-порфиры I фазы также уменьшается на глубине 200 м. При этом оно расщепляется на мелкие тела, включенные в калиево-полевошпатовые метасоматиты. Порфириты (состав авторами не указывается) и ортофиры (метатрахиты по современной номенклатуре), внедряющиеся в промежуток между II и III фазами гранит-порфиры, образуют две серии даек северо-западного простирания в западной и восточной частях рудного поля. Процесс рудообразования делится, по этим авторам, на молибдено-

вый и полиметаллический этапы, которые отделяются периодом внедрения даек порфириров и ортофириров.

В.И. Сотников, А.П. Берзина, Е.И. Никитина и др. [25] медно-молибденовое оруденение Восточного Забайкалья связывают с субвулканическими гранитоидами, выделяемыми в самостоятельную формацию. Общей закономерностью их развития они считают направленность формирования пород от более основных и средних к кислым. Развитие таких гранитоидов происходило в 4 фазы: 1) дайки диоритовых порфириров, лампрофириров, микродиоритов; 2) штоки диоритовых порфириров, гранодиорит-порфириров, дайки гранит-порфириров, мелкозернистых гранитов, кварцевых диорит-порфириров; 3) штоки гранит-порфириров, граносиенит-порфириров, дайки диорит-порфириров; 4) многочисленные дайки гранодиорит-порфириров, диоритовых порфириров, дайки основного состава. Они отмечают, что на месторождениях медно-молибденовой формации широко развиты сложные петрографически неоднородные дайки многократного внедрения, которые во времени предшествуют проявлению основного молибденового оруденения. Они считают, что медно-молибденовое оруденение (Шахтаминское, Жирекенское и другие месторождения) имеют тесную пространственную и временную связь с дайками, штоками субвулканических гранитоидов. Эндогенный процесс на месторождениях медно-молибденовой формации (субвулканического гидротермального типа) рассматривается этими исследователями как результат длительного сложного многоэтапного развития термоактивной зоны с неоднократным проявлением субвулканических магматических образований, эксплозивных брекчий и рудно-магматических производных. Общая схема эндогенного процесса (в пределах этапа): эксплозивные брекчии → магматические образования → гидротермальная минерализация.

Таким образом, в рассмотренных двух типах месторождений — медно- и медно-молибден-порфирировых дайки и рудные тела находятся в сложном сочетании, и только детальное изучение тех и других позволяет решать вопросы связи оруденения с магматизмом.

Одним из интересных районов с точки зрения рассматриваемых проблем является Срединный Камчатский массив и окаймляющие его на северо-востоке и востоке вулканотектонические сооружения Центрально-Камчатского вулканического пояса. Срединный массив характеризуется медно-кобальто-никелевым профилем оруденения, а в обрамлении массива широко проявлена медная, медно-полиметаллическая, ртутная и редкометаллическая минерализация (А.Г. Милютин и др., 1978 г.). Наиболее интересным на Камчатке является Ичинско-Кирганикский вулканогенный рудный центр (М. Харченко и др., 1977 г.), один из центров магматической активности Камчатки, начавший свое формирование в позднем мелу — раннем палеогене и непрерывно развивающийся до настоящего времени, о чем свидетельствует расположенный в пределах центра действующий Ичинский вулкан (Василевский, 1977 г.).

В пределах Кирганикского месторождения широко развиты дайки олигоцен-миоценового (среднего состава) и плиоценового (основного состава) возраста. Дайки олигоценного возраста соответствуют альби-

тизированным спессартитам, миоценового — диоритовым порфирирам, а плиоценового — базальтам и андезитобазальтам. Дайки олигоценного возраста имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание, миоценовые — северо-западное и субширотное простирание. Последние разделяют рудные тела на отдельные блоки по простиранию. Калиево-левошпатовый метасоматоз, по А.Г. Милютину и др. (1978 г.), предшествовал развитию даек и проявлению рудного метасоматоза. По их данным, высоко контрастны разновозрастные дайки, ограничивающие рудносные блоки, безрудные и рудные метасоматиты по отношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{CaO}$: для молодых даек повышенной основности оно составляет $0,29 + 0,36$, для более древних даек среднего состава $1,08$; для безрудных метасоматитов — от $0,75$ до $1,6$ и для рудных метасоматитов повышается до $2,26$. Авторы предполагают, что дайки и оруденение связаны парагенетически.

На месторождении Лазурное (А.Г. Милютин и др., 1978 г.) медно-свинцово-цинковое оруденение сконцентрировано в небольшой линейно-вытянутой в меридиональном направлении штокверкоподобной зоне, залегающей в диорит-порфирирах между штоком андезитобазальтов и мощной дайкой базальтов плиоценового возраста. Общими дайко- и рудоконтролирующими структурами служили разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простираний. Оруденение не моложе даек плиоценового возраста, с которыми оно, по-видимому, имеет парагенетическую связь.

Ю.М. Стефанов и Б.И. Широкий [37], рассматривая металлогению верхнего структурного этажа Камчатки, подчеркивали основные закономерности тектоно-магматического развития складчатых областей, выражающиеся в сокращении от нижнего структурного этажа к верхнему площадей магматической активности, размеров интрузивных образований и тектоно-магматических структур, масштабов проявления гидротермального и рудообразующего процессов. В пределах Уксичанской вулканотектонической структуры они отмечают наличие, наряду с потоками и туфами, субпластовых тел и даек андезитов также миоценового возраста, мощностью до 200 м. Вмещающие породы и дайки подвержены процессам пропилизации и аргиллизации, широко развиты зоны трещиноватости, дробления и милонитизации, сопровождающиеся окварцеванием, а также кварц-карбонатными и кварцевыми жилами, мощностью до 3 м, несущими эпитермальное оруденение. Дайки андезитов наблюдаются на стратовулкане Богдановича и в других вулканотектонических структурах Камчатки.

Вторая группа меднопорфирировых месторождений (И.Г. Павлова, 1979 г.) представлена месторождениями с большими запасами, но бедными рудами (самые молодые меднопорфирировые месторождения Чили — Лос Паламбрес и другие, не имеющие зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения), выявленными в эвгеосинклинальных зонах — первично-геосинклинальных поясах — в Канадских Кордильерах, на Аляске и Юконе, островах Океании, СССР. В них также часто наблюдаются сложные соотношения даек и оруденения.

Основные дайки, наряду с эффузивными потоками, рассматриваются

Х. Хелмстаедтом, Г.Х. Ейсбачером и Дж. А. Мак-Греггором (1979 г.) как первичный источник меди для рудопроявления Найт в Канаде. В канадских месторождениях (Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, 1976 г.) широкое развитие имеют дорудные (Бренда, Креин и др.) и реже пострудные (Дж.А. Хаймонт и др.) дайки. В северной части Перу (McKee, Noble, Scherkenbach et al., 1979 г.) дайки кварцевых монцитопорфиоров и двух генераций риолитов (порфиоров, по авторам) с возрастом от 9,1 до 10,4 млн. лет сопровождаются медно-цинковой (в экзоскарнах) и молибденовой (в эндоскарнах) минерализацией. На рудопроявлении Тападаа в Индонезии (Lowder, Dow, 1977 г.) дайки кварцевых диорит-порфиритов, принаследжащие, как и штоки сходного состава, неслучайным генерациям (миоценового возраста), содержат меднопорфировую минерализацию, причем с каждой из генераций связываются самостоятельные процессы метасоматоза и рудоотложения.

Таким образом, многоактность появления медной минерализации, сложные и неясные ее связи с молибденитовой в пределах меднорудных полей является обычным явлением, как и широкое развитие дайковых пород разнообразного состава. Эти вопросы заслуживают изучения и решения.

Золотое оруденение. В наиболее обобщенном виде металлогения золота по трем крупным континентам Евразии, Африки и Южной Америки дана в монографии С.Д. Шер (1974 г.), где приводятся некоторые сведения по соотношению даек и оруденения. Так, например, на месторождении Болиден (Швеция), описанном Э. Грипом и А. Вирстамом в 1970 г., формирование арсенопиритовых руд, затем кварц-турмалиновых золотосодержащих жил и даек лампрофиоров происходило до отложения пиритовых руд с халькопиритом. В палеозойских складчатых сооружениях центральной части Евразии, по С.Д. Шер, значительная часть собственно золотых месторождений кварцевой и сульфидно-кварцевой формационных групп приурочена к массивам гранитоидов или дайкам и залегает среди плагиогранитов, диоритов, сиено-диоритов (монцодиоритов по современным классификациям).

В Казахстане золоторудные месторождения пространственно тесно связаны с небольшими интрузивными телами степнякского комплекса, сложенными сериями пород от габбро до лейкократовых плагиогранитов. В.С. Коптев-Дворников, Н.Т. Воскресенская, П.Ф. Емельяненко и др. (1968 г.) отметили эти интрузивные тела к особой тектоно-магматической фации верхнеордовикского или нижнесилурийского крыккудукского комплекса. После формирования интрузивных тел на ряде месторождений появлялось несколько генераций даек (от диоритовых порфиритов, через гранодиорит-порфиры до плагиогранит-порфиоров). В Западно-Бестюбинском интрузиве дайкоподобные тела с раздувами и пережимами, имеющие апофизы того же состава и сложенные тоналитами, в центральной части тел пересечены дайкообразной формы телами плагиогранитов и тоналитов. Вмещают эти дайкоподобные тела габбронориты и нориты, а также песчаники и алевролиты среднего ордовика. Все эти породы, как это было установлено Э.М. Спиридоновым и многими дру-

гими, пересечены рудными жилами, а также дайками диабазов. Мелкие обломки кварца рудных жил в дайках диабазов (см. табл. X, а) Г.Н. Назьмова обнаружила еще в 60-х годах. Эти дайки пересекают все вышеперечисленные виды горных пород.

Приведенные геологические соотношения показывают сложность строения золоторудных месторождений и возможность связи золотой минерализации с гранитоидами, по-видимому, промежуточного магматического очага, производными которого являются обнаруживаемые на современном эрозионном срезе магматические тела.

В Алтае-Саянской складчатой области (С.Д. Шер, 1974 г.) рудные тела, как правило, находятся в тесной пространственной связи с дайками, оруденение часто попадает в "возрастные вилки" разновозрастных даек, но до сих пор неясны вопросы связи оруденения с магматизмом.

Как уже отмечал С.Д. Шер, к поясам и узлам распространения даек приурочены месторождения золота Забайкалья. Только в отдельных случаях в восточных районах Забайкалья устанавливается незначительное распространение пострудных даек кислого состава. Здесь с протяженными дайковыми поясами северо-восточного простирания пространственно совпадают проявления золото-сульфидно-кварцевой формации, а также установлено более позднее время формирования отдельных проявлений золотого оруденения по отношению к дайкам. В более восточной части Монголо-Охотского пояса характерно широкое распространение даек, штоков и пальцеобразных интрузий мезозойского возраста, сконцентрированных в зонах субмеридионального простирания, перпендикулярных к общему субширотному региональному дайковому поясу. Кварцевожильные золоторудные мезозойские проявления этой территории формировались после внедрения даек порфировых риолитов и риодацитов (кварц-олигоклазовые порфиры, кварцевые порфиры, гранофиры, фельзит-порфиры, биотит-олигоклазовые порфириты, по С.Д. Шер).

Сарлинские месторождения насыщены дайками основного состава (Е.В. Черняев, 1979 г.). При их гидротермальном преобразовании образуются породы существенно олигоклазового состава с хлоритом, серицитом, лейкоксеном, кварцем, пиритом. Эти же изменения наблюдаются в вулканитах покровных фаций.

В Коммунарском поле (Е.Н. Зыков, 1979 г.) наблюдались ксенолиты жильного кварца продуктивной минеральной ассоциации (кварцево-пирротин-актинолитовая и кварцево-пирротин-халькопиритовая) в дайках кварцевых диоритов. Вторая "послерудная", более молодая и более разнообразная группа минеральных ассоциаций включает кварц-галенитовые, кварц-турмалиновые и кварц-молибденитовые жилки и пересекает дайки кварцевых диоритов. В пределах рудного поля условно отнесены к этой же минеральной ассоциации жильные тела кварц-баритовой и кварц-пирит-шеелитовой ассоциаций.

С.К. Кныш (1979 г.) отмечает, что формирование жильных тел месторождений в юго-восточной части Восточного Саяна связано с проявлением трех гидротермальных этапов. С I и II этапами связано образование известковых скарнов, молибденит-кварцевых, кварц-альбитовых, хло-

рит-карбонат-кварцевых и эпидот-кварцевых жил. Парагенетически эти образования тесно связаны со становлением гранитоидов холбинского комплекса раннепалеозойского возраста. В III этап (рудный) формируются золоторудные тела, в строении которых участвуют продукты трех стадий минералообразования: темно-серого безрудного кварца, золото-кварц-полисульфидной и кварц-карбонатной. Золотое оруденение формируется после даек керсантитов, возраст которых по данным геохронологии 260 млн. лет, что дает основание говорить о более молодом возрасте золотой минерализации по сравнению с холбинским комплексом.

В Туве золотое оруденение локализовано в березитизированных дайках фельзориолитов (фельзитов, по Б.Д. Васильеву и др., 1979 г.) и в зонах березитов по осадочным породам. Отчетливо наблюдается стратиграфический контроль оруденения. Золото-кварцевое оруденение приурочено к подошве несогласно залегающего ордовика. По мнению Б.Д. Васильева и др. (1979 г.), оруденение парагенетически связано с многофазным дайковым комплексом, составляющим с ним единую рудно-магматическую систему. Так, дайки фельзитов, гранит-порфиров первой фазы комплекса повсеместно подвергаются березитизации, несут наложенное золотое оруденение кварц-пиритовой стадии, локализуемое почти исключительно в пределах даек фельзитов в форме мелких лестничных жил. Золотое оруденение кварц-сульфидной и кварц-турмалиновой стадий наложено на дайки микродиоритов (II фаза комплекса). Кальцит-эпидотовой стадии предшествуют дайки порфировидных габбро (III фаза) и микрогаббро (IV фаза). Кальцит-цоизит-кварцевая стадия отделена от предыдущей становлением даек "плагноклазовых порфиров" (V фаза) и диабазов (VI фаза). Он отмечает, что вопрос о месте дайкового комплекса и о возрасте золотого оруденения менее ясен, и подчеркивает, что весь дайковый комплекс моложе штоков габбро, прорывающих силурийские сланцы, и относит габбро к торгалинскому комплексу ($D_3 - C_1$). Дайковый комплекс с золотым оруденением появляется после дислокационного метаморфизма, которым затронуты сланцы и шток габбро. В.В. Зайков и др. с 1969 г. рассматривают дайки в составе девонского баянкольского субвулканического комплекса. Б.Д. Васильев [24], характеризуя зоны проницаемости в салаиридах восточного склона Кузнецкого Алатау, считает, что золотое оруденение не связано с батолитовыми гранитоидами, а парагенно дайковому комплексу, подобно золоторудным месторождениям Мариинской тайги. Он отмечает следующую последовательность образования даек, метасоматитов и минерализации: дайки монцонит-порфиров → известковые скарны и магнетитовые метасоматиты, сменяющиеся актинолитовыми и кварц-хлоритовыми гидротермальными прожилками, → дайки спессартитов → метасоматическая площадная актинолитизация → главная золотая минерализация малосульфидной золото-кварцевой формации → дайки кварцевых диоритов → интенсивная площадная березитизация (по спессартитам наиболее интенсивная) → многочисленные гидротермальные ассоциации, в том числе золото-шеелитовые, золото-шеелит-галенитовые и др. → дайки монцонитов (сиенито-диоритов, по Б.Д. Васильеву) → цеолитизация. По

его мнению, золотое оруденение явно моложе щелочных сиенитов сохочульского комплекса. Вместе с тем, по данным А.Ф. Коробейникова, В.А. Домаренко, Е.В. Владимирова и других [24], в Кузнецком Алатау золото обнаруживается в щелочных сиенитах и щелочных кварцевых сиенитах.

Л.Н. Индолев [15] отмечает, что в Верхояно-Колымской складчатой системе с дайками габбро-диоритовой формации ассоциирует золото-кварцевая малосульфидная формация, а золото-антимонитовая образуется после даек трахиандезитобазальтовой, габбро-монцонитовой и щелочно-базальтоидной формаций.

Пересечение даек измененных диабазов прожилками пирита и пирротина с золотом отмечал в 1964 г. Ж.Э. Толберт на месторождении Рапозос в Бразилии. Основное оруденение на этом месторождении наблюдается в метаморфизованных кварц-сидеритовых породах, залегающих среди филлитовых сланцев и филлитов.

Еще в 1961 г. К. Акадзука для месторождения Накасе (Япония) описал пересечение даек базальтов и риолитов золото-кварцевыми жилами. Он пришел к выводу о большой растянутости и прерывистости процесса рудообразования (донеогеновый, миоценовый, плиоценовый и голоценовый). Последний из них представлен исключительно пиритом, который накладывается на базальтовые дайки.

На месторождении Антелоп (Зимбабве), по А.Э. Паупу (1968 г.), золоторудные тела пересечены дайками гранит-пегматитов, в то же время он связывает оруденение с гранитами.

Особый интерес представляют дайки в пластичных породах (сланцах), особенно когда они залегают согласно среди сланцев. В дайках в такой обстановке при раздавливании возникает целая серия поперечных крутопадающих трещин отрыва, к которым бывают приурочены рудоносные кварцевые жилы.

Лестничные кварцевые жилы и сетчатые системы прожилков в дайках отмечал в 1966 г. Л.В. Фирсов в Яно-Колымском поясе. Г.Н. Гамянин и В.И. Соловьев в 1969 г. писал о лестничных кварцевых жилах в дайках на золоторудных месторождениях Якутии. Н.А. Шило, А.А. Сидоров, В.И. Найбордин и др. в 1969 г., а в 1971 г. М.И. Конычев даже выделили среди золото-кварцевой формации Северо-Востока СССР специальную дайковую субформацию, что вряд ли следует считать правильной с общеклассификационных позиций систематики рудных формаций, о чем справедливо писал С.Д. Шер.

Приведенные данные показывают, что дайки в золоторудных полях являются благоприятными породами для размещения оруденения. В последние годы предпринимаются попытки оценить математическими методами роль даек как геологических факторов образования месторождений. Так, Р.М. Константинов [42], рассматривая веса постоянных и переменных факторов образования близповерхностных и глубинных золото-сульфидно-кварцевых месторождений, пришел к выводу, что для близповерхностных месторождений вес рудных тел в дайках, хотя и является переменным фактором, но в целом выше, чем вес дорудных даек кисло-

го состава и даек сиенит-порфиров, обладающих близкими весами ($\approx 0,6$). Дорудные гранит-аплиты в глубинных месторождениях являются постоянным фактором. Вес фактора рудных тел, которые экранируются дайками, составил 0,9 для глубинных месторождений. Это привело Р.М. Константинова к выводу о том, что одним из переменных факторов, которые необходимо учитывать, является приуроченность руд к дайкам гранитов и сиенит-порфиров. Для глубинного золотого оруденения характерна положительная связь с дорудными дайками гранит-аплитов и гранит-пегматитов. Среди переменных факторов, обладающих малой устойчивостью, отмечается роль даек как экранов развития минерализации.

Все исследователи отмечают структурную роль даек при формировании золотого оруденения. Вопросы связи золотого оруденения с магматизмом на сегодня нельзя считать окончательно выясненными.

Ф.Э. Апельцин в своих работах 1960 г. подчеркивает, что золотоносные кварцевые жилы прямо не связаны с положением и магматической эволюцией гранитоидных интрузивов, обнажающихся в современном эрозионном срезе. По его мнению, золотоносные жилы формировались неоднократно, обычно завершая развитие отдельных формаций малых интрузий. С.Д. Шер предполагает многообразие путей и способов концентрации золота, приводящих к формированию золоторудных месторождений. Как показывают соотношения даек и золоторудных жил в пределах конкретных месторождений, генетические связи золотого оруденения с магматизмом не ясны. В настоящее время можно говорить только о парагенетической связи даек и золотого оруденения.

Свинцово-цинковое оруденение. Систематика свинцово-цинковых месторождений проведена В.В. Архангельской и Ф.И. Вольфсоном в 1977 г. Они пришли к выводу, что для стратиформных месторождений характерно широкое площадное распространение оруденения и в ряде случаев многоярусное строение. Свинцово-цинковая минерализация размещается в них в пределах определенного стратиграфического горизонта слоистых осадочных толщ, или распространяется вдоль контактов согласно залегающих различных горизонтов, или же локализуется вдоль поверхностей стратиграфических несогласий. Рудные тела залегают согласно с напластованием пород и характеризуются морфологией, приближающейся к пластообразной, линзообразной, либо лентообразной. Во многих месторождениях наряду с этими наблюдаются рудные тела, секущие слоистость, обладающие жилообразными и столбообразными формами, обычно развитыми в сочетании с согласными. Характерной особенностью всех стратиформных месторождений является развитие сходных комплексов рудных минералов в рудных телах, вне зависимости от состава осадочных и осадочно-вулканогенных вмещающих пород. В целом эти месторождения по совокупности геологических и геохимических условий формирования имеют много сходных черт с условиями формирования других эндогенных месторождений свинца, цинка, ртути, сурьмы, меди, золота, вольфрама, олова и других, в совокупности выраженных в развитии единой, повторяющейся во многих провинциях региональной зональности оруденения.

Классифицируя стратиформные (низко- и низко-среднетемпературные) свинцово-цинковые месторождения, В.В. Архангельская и Ф.И. Вольфсон выделили десять рудных формаций: колчеданно-свинцово-цинковую, медно-свинцово-цинковую и свинцово-цинковую, барит-свинцово-цинковую, железо-марганец-барит-цинково-свинцовую, флюорит-свинцово-цинковую, сурьмяно-свинцово-цинковую, ртутно-свинцово-цинковую, мышьяково-свинцово-цинковую и серно-свинцово-цинковую. Среди них главными в промышленном отношении являются свинцово-цинковая, колчеданно-свинцово-цинковая и барит-свинцово-цинковая формации. Эти авторы отмечают, что в районах развития свинцово-цинковых стратиформных месторождений вне зависимости от периода накопления осадочных толщ до проявления тектоно-магматических активизаций, типично появление даек и силлов долеритов, диабазов, габбро. Андезиты и риолиты в дайковой форме обнаруживаются в областях отраженной (по А.Д. Щеглову, 1968 г.) активизации. В тектонических сооружениях типа авлакогенов на инверсионных стадиях их развития вначале внедряются, наряду со штоками, дайки трахиандезитовой, а затем дайки трахибазальтовой формаций, а в срединных массивах — дайки и силлы базальтовой (трапповой) формации. Последние часто обособляются в пространстве и находятся в структурной связи с низкотемпературными свинцово-цинковыми месторождениями. Для других типов свинцово-цинковых месторождений соотношения даек и оруденения практически не рассматриваются, помимо упоминания, что на месторождении Кайракты (Казахстан), принадлежащем барит-свинцово-цинковой формации, баритовые рудные тела пересекаются дайкой метадиабазов (диабазовых порфиритов по авторам), а на месторождении Филизчай, по данным Р.Н. Абдуллаева и др., 1975 г., более ранние дайки участвовали в складкообразовании, а позднее формировались секущие дайки и дайковые пояса.

И.А. Загрузина и Ю.П. Шергина [24] считают, что многие гидротермальные свинцово-цинковые месторождения ассоциируют с интрузивами и дайками с низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704—0,705).

Связи свинцово-цинкового оруденения с магматизмом достаточно дискуссионны. Наряду с месторождениями, сингенетичными вулканами, достаточно много и таких, где в рудных полях развиты дайки разнообразного состава: диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, диабазы и другие. Диорит-порфириты в некоторых случаях несут черты сходства с дайками вулканических комплексов, а свинцово-цинковая минерализация накладывается на все виды горных пород, в том числе и дайки, которые, как и известняки, затронуты процессами скарнирования (Акджал, Центральный Казахстан). В Панашкейре и Майкуле свинцово-цинковая минерализация появилась позднее даек диабазов (М.М. Повилайтис, 1976 г.). Дайки габбродиабазов являются экранами для полиметаллического оруденения на Малеевском, Риддерском и Путинцевском месторождениях на Рудном Алтае (Г.Н. Щерба, М.А. Осипов, М.В. Тацинина и др.), а также в ряде уральских месторождений (Н.Е. Кашеев, 1977 г.).

В колчеданно-полиметаллических месторождениях Р.М. Константи-

нов [42] провел сопоставление развития даек, согласных с разрывными нарушениями, и разрывов разных направлений и отнес их к переменным признакам, имеющим наименьшее значение. Факторами, благоприятствующими барит-полиметаллическому оруденению, Р.М. Константинов считал, наряду с другими, наличие единичных даек метариолитов и риолитов (вес фактора 0,9). Заметную положительную роль играет также ассоциация оруденения с единичными дайками диабазов, которые, как и дайки метариолитов (фельзитовые порфиры, по Р.М. Константинову), занимают секущее положение по отношению к зонам рудовмещающих нарушений.

Полученные Р.М. Константиновым данные показывают, что связи колчеданно-полиметаллического оруденения с магматическими породами и предшествующими оруденению дайками на сегодня являются практически нерешенным вопросом. Вместе с тем у исследователей таких месторождений не вызывает сомнения экранирующая роль даек. Для Рудно-Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений в последние годы (В.В. Авдонин, Г.Ф. Яковлев, 1981) получены доказательства их полигенности и полихронности.

Таким образом, соотношения даек и свинцово-цинкового оруденения различных формационных типов заслуживает специального внимания и изучения.

Магнетитовое оруденение. Не менее сложные соотношения даек и оруденения описываются исследователями в районах развития железорудных, в том числе магнетитовых месторождений.

Наиболее древними формациями, включающими древние железистые кварциты (Ю.А. Ходак, О.Г. Лазур, 1979 г.), являются раннеархейская серия Кануну Гвианского щита Южной Америки, верхнеархейская железорудная толща Имата в Венесуэле, верхняя часть бугской серии основания Украинского щита, нижняя часть архейского разреза Алданского щита. Опорным эвгеосинклинальным типом железорудных толщ с основными, местами с ультраосновными эффузивами и их туфами, на сегодня считается киватинский тип, слагающий архейские прогибы Канадского щита. К его литогенетическим аналогам исследователи относят карсакапайскую серию в нижнем протерозое среди палеозоид Казахстана, тараташскую серию — в древнем ядре Урала, докриворожскую — ингульскую серию Украинского щита, обоянскую и михайловскую серии КМА. Во всех этих сериях, а также в криворожской (Украинский щит, Воронежский массив) дайки диабазов и габбродиабазов являются пострудными образованиями. А.И. Веселов (1979 г.) отмечает, что и в пределах Абаканского железорудного месторождения дайки основного и кислого составов — пострудные. Они развиты по зонам северо-западного направления.

В пределах магнетитовых месторождений соотношения с дайками достаточно многообразны. Так, магнетитовые руды месторождения Кирунава в Швеции пересекаются дайками сиенит-порфиров и гранитов.

В Шерегешевском месторождении (Кузнецкий Алатан) зона дробления, сопровождающая кольцевой разлом, контролирует внедрение дай-

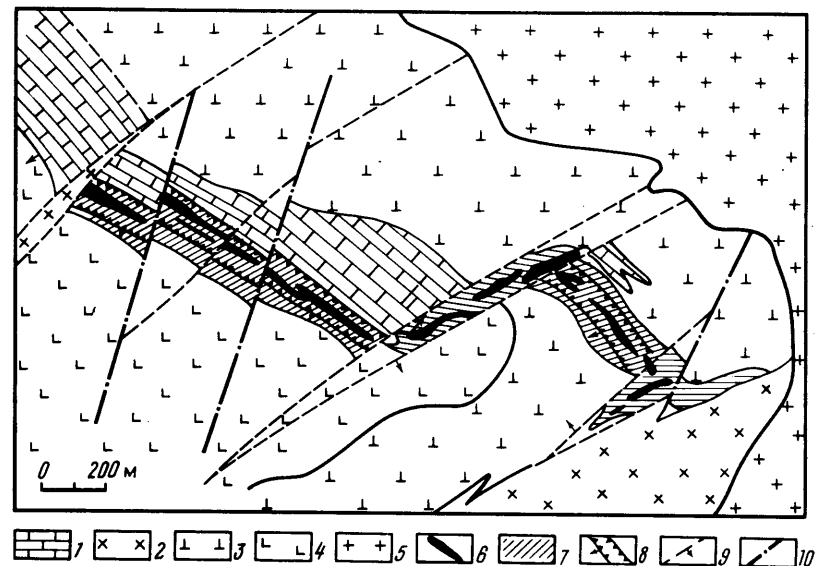


Рис. 7. Схематический план горизонта 395 м восточного фланга Шерегешевского месторождения, по Г.П. Старкову [34].

1 — мраморизованные известняки среднего карбона; 2 — сиениты; 3 — субвулканические "порфиры"; 4 — метаандезиты и метабазалты (андезитовые и базальтовые порфиры); 5 — сарлыкские граниты; 6 — габброиды; 7 — скарново-рудная зона; 8 — зона кольцевого разлома; 9 — радиальные разломы; 10 — послерудные тектонические нарушения

кообразных тел субвулканических габброидов и положение рудно-скарновой зоны месторождения (рис. 7). Часть радиальных разломов, сопряженных с кольцевой зоной, также выполняется линейными телами габбровых пород (участок Болотный и южный фланг участка Главного) и сопровождается формированием рудных залежей, причем в местах сопряжения тектонических нарушений тела габброидов и рудные залежи увеличиваются в размерах и приобретают столбообразный характер. Апикальные части габбровых тел обладают гребневидной формой, обусловленной рядом мелких апофиз, сливающихся в единое тело на более глубоких горизонтах. В головных частях субвулканических образований встречаются обломки тектонической брекчии в качестве ксенолитов. Ксенолитов магнетитовых руд не отмечено. Тела габброидов выдержаны по мощности на глубину 700–1000 м от поверхности, где они полностью переработаны под воздействием интрузии сиенитов, подстилающих скарново-рудную зону. В габброидах наблюдаются повышенные содержания Co, Ni, Mn, Cu, P по сравнению с другими рудовмещающими породами. Магнетит, развивающийся по габбровым породам, также характеризуется повышенным содержанием кобальта. Пириты, как отмечал в 1959 г. В.А. Вахрушев, развивающиеся по габброидам и магнетитовым рудам в

центральной части залежи, также содержат наиболее высокие количества кобальта. Это дало основание Г.П. Старкову [34] предполагать, что кобальтовая минерализация генетически связана с габброидами. Габбро подверглись фельдшпатизации и сиенитизации, в то время как руды, сложенные наиболее ранним магнетитом, не несут следов подобной переработки. Габбровые породы, по мнению Г.П. Старкова, явились благоприятным субстратом для рудоотложения и дополнительным источником железа, а ослабленные зоны разрывных нарушений служили активными флюидопроводниками и каналами рудоотложения. Он признает активную рудогенерирующую роль сиенитов в процессе формирования месторождения и отмечает, что это характерно для подавляющего большинства скарново-магнетитовых месторождений земного шара.

Для Таштагольского месторождения, расположенного в пределах Кондомской кольцевой структуры, В.Г. Корель (1976 г.) отмечает четыре типа даек (от древних к молодым): диоритовые порфириды, микросиенит-порфиры, мелкозернистые диориты и диабазы, причем все дайки пересекают вулканические и плутонические кремнекислые субщелочные породы этого месторождения. Дайки микросиенит-порфиров и мелкозернистых диоритов образовались после известковых скарнов и магнетитовых руд, но до стадии эпидозитов; диабазы образовались после эпидозитов, но до сульфидно-карбонатных гидротермалитов. Все дайки и рудные тела ориентированы в СЗ—ЮВ направлении. Дайка мелкозернистых диоритов, являющаяся полукольцевой, в юго-восточной части месторождения замыкает кольцевую структуру. В.Г. Корель формирование магнетитовых руд, скарнов и других метасоматитов связывает с формированием сиенит-трахит-кератофировой ассоциации.

По В.Г. Корелю и Н.В. Перфильевой (1976 г.), контроль магнетитового оруденения на Таятском месторождении осуществлялся структурными элементами кальдеро-вулкана с центральным поднятым блоком. Для рудного поля характерно обилие кольцевых даек, преимущественно основного и среднего составов, трассирующих тектонические трещины. В пределах месторождения дайки лабрадоритовых порфиритов являются дорудными, а дайки диоритовых порфиритов, связанные с третьей интрузивной фазой, — пострудными.

Еще в 1922 г. А.Н. Заварицкий отмечал диоритовые метаморфизованные дайки, пересекающие железные руды района горы Магнитной, горы Дальняя (Урал), и более позднее скарнирование даек.

Обилие основных даек отмечается исследователями на Табратском железорудном месторождении (Восточный Саян).

С.С. Лапин (1976 г.), характеризуя Алтае-Саянские железорудные месторождения, отмечает, что в Тельбесском железорудном районе все оруденение тесно связано с магнезиальными и известковыми скарнами. Наблюдаются как дорудные, так и пострудные дайки. Он отмечает, что дорудные (доскарновые) дайки лампрофиров обнаружены в 1963 г. в Казском и Тельбесском плутонах А.М. Дымкиным и В.Н. Шаратовым. В них же наблюдаются послерудные и внутриминерализационные дайки диоритов и гранит-аплитов. В "леспромхозном" сиенитовом интрузиве наблюдались послерудные дайки эссексит-диабазов и сиенит-порфиров.

80

Тельбесское и Одра-Башское железорудные месторождения, в пределах которых рудные скарны имеют северо-восточное простирание, пересечены многочисленными дайками диабазов северо-западного простирания, пострудный возраст которых не вызывает сомнений. Подобные дайки диабазов с разветвлениями и раздувами наблюдаются и на месторождениях Темир-Тау, Шалым. На Абаканском месторождении дайки диабазов и лампрофиров пересекают магнетитовые руды. С.С. Лапин (1976 г.) подчеркивает, что относительный возраст интрузивных пород, магнетитовых руд и даек может быть установлен и по магнитным характеристикам.

Если С.С. Лапин детально изучал магнетитовые рудные тела, а магматизм освещался им попутно, то еще в 1971 г. характеристику железоносных интрузий, принадлежащих разным формациям (раннеорогенному базитовому комплексу, позднеорогенным тоналит-гранодиоритовым интрузивам и посторогенным интрузивам гранитов и сиенитов), и обобщение имеющихся данных по палеозойскому магматизму и железооруденению юга Средней Сибири сделал Г.В. Поляков. В Хайлеольском месторождении Г.В. Поляков отмечал наличие дорудных даек габбродиабазов и диабазов мощностью от десятков сантиметров до 20—30 м и пострудные дайки оливиновых диабазов и микродиабазов, близких по особенностям минерального состава к дорудным диабазам. Околорудные изменения и рудная минерализация иногда накладываются на дайки мелкозернистых порфировидных кварцевых сиенитов и микроальбититов. В Таят-Табратской группе железорудных месторождений Г.В. Поляков отмечает три типа даек: а) плагиогранитов (в экзоконтактах гранодиоритовых интрузивов); б) кварц- и биотитсодержащих диабазов, встречающихся преимущественно в рудных полях месторождений, где они отчетливо рассекают метасоматически измененные и оруденелые породы (среди гранодиоритов и кварцевых диоритов такие диабазы встречаются редко, но всегда в виде более поздних явно секущих дайковых тел); в) микродиабазов (мощностью до 1—2 м).

Ртутное оруденение. В пределах ртутных месторождений оруденение часто приурочено к дайкам диабазов, что дало основание Т.Г. Мулдагалиеву и В.С. Розенкову в 1978 г. рекомендовать для Казахстана в числе благоприятных магматических критериев, наряду с другими признаками, и дайки основного состава. Л.Н. Леонтьев и В.М. Рогова (1980 г.), рассматривая геотектонические закономерности ртутоносных регионов на территории СССР, отмечали связь отдельных зон и поясов с региональными складчато-разрывными структурами, поясами гипербазитов, а также поясами даек основного состава. И.С. Туркин (1976 г.), описывая девонские палеовулканические структуры и ртутное оруденение Тувы, подчеркивал, что на Торасаирском палеовулкане основная часть ртутного оруденения заключена в крутопадающих радиальных дайках пропильтизированных диабазов и менее развито в породах силурийского фундамента.

Ртутное оруденение в Газадырском районе размещено в измененных диабазах, в порфировых диабазах, андезитах и фельзориолитах околорудной фации. Повсеместно участки с ртутным оруденением или со-

состоят с полями вулканического изменения пород, или располагаются непосредственно в них. Отмечено, что в пирокластах, туфолавах, иногда в кварцитах преобладает рассеянная тонковкрапленная киноварь, а в дайках диабазов и андезитов — гнездовая и прожилково-вкрапленная. В целом же ртутное оруденение в пределах палеовулканических структур представлено разными телами линзовидной, ветвящейся жильной и микроштокверковой формы, а иногда зонами брекчирования. Оруденение в палеовулканах обычно крутопадающее, "пронизывающее" как вулканогенные, так и породы фундамента, причем нередко рудный максимум падает на границу пород фундамента с перекрывающими их вулканитами.

В областях современного вулканизма ртутная минерализация также размещается в околожерловой фации вулканов и на их периферии. Н.Г. Демидова (1976 г.), обобщив данные по ртутным месторождениям, пришла к выводу о их тесной пространственной связи с глубинными разломами.

Уран-молибденовое оруденение. Для уран-молибденового оруденения характерно развитие в вулкано-тектонических сооружениях областей континентального вулканизма (Модников и др., 1978 г.). В кальдерах обрушения месторождения располагаются в зонах краевых кольцевых разломов в местах их пересечения с магмоконтролирующими разломами второго порядка или дайковыми поясами. В линейных вулканических депрессиях месторождения размещаются в зоне осевого продольного разлома в местах резкого изгиба его по простиранию или пересечения полосой разрывов высоких порядков и поясами даек. Эти данные могут быть использованы при поисково-оценочных работах уран-молибденового оруденения трещинно-жильного и штокверкового типа. В Пенсильвании (район Майлс-Стандиш) урановая минерализация приурочивается не только к линзам магнетита, но и дайкам аляскитов (Baillieul T.A., Indelicato G.J., 1981 г.). На месторождении Фане (Франция) урановая минерализация контролируется контактами даек лампрофиров с двуслюдяными гранитами (Leroу Jacques, 1978 г.). Для подобного типа месторождений дайки всегда предшествуют оруденению.

* * *

Приведенные данные показывают, что роль даек значительна не только для установления возрастных соотношений магматизма и места в этом процессе оруденения, но не менее важна при оконтуривании и оценке рудоносных площадей. Дайковые породы, обладая иными физико-химическими свойствами по сравнению с вмещающими их породами, являются средой, благоприятной не только для просачивания и поступления гидротермальных рудных растворов, но и для рудоотложения, что необходимо учитывать при поисках и разведке рудных тел. Преемственность между дайками и плутоническими и вулканическими образованиями, а также рудообразующая роль всех их по-прежнему не является до конца решенным вопросом.

Одним из наиболее сложных и далеко не решенных является вопрос об источниках рудного вещества. Теоретически возможны различные источники рудного вещества при образовании не только разных типов месторождений, но в ряде случаев и одних и тех же месторождений. Такими источниками, как уже отмечал В.Н. Котляр (1970 г.), могут быть: 1) глубинные магмы первичных подкоровых очагов или глубинные растворы; 2) сиалические магмы, которые могли формироваться как при распространении общего фронта глубинного магнообразования, так и при формировании самостоятельных сиалических очагов в связи с глубинными тепловыми потоками; 3) породы фундамента, обогащенные рудным веществом, мобилизованным глубинными растворами по пути их следования; 4) вмещающие породы, содержащие рудные компоненты; 5) реликтовые растворы метаморфического и атмосферного происхождения, смешивающиеся с ювенильными. В.И. Смирнов (1976, 1978 гг.) выделяет три группы источников: а) ювенильные, связанные с подкоровой базальтоидной магмой (Fe, Mn, V, Ti, Cr, Pt, Cu, Zn); б) ассимиляционные, формирующиеся в земной коре (Sn, W, Nb, Ta и другие); в) фильтрационные — связанные с внемагматическими циркуляциями подземных вод (разнообразные элементы). Г.Н. Щерба (1981 г.) к этим трем группам добавляет еще четвертую — группу экзогенных источников близповерхностных месторождений. Кроме этих главных групп, в природе наблюдаются смешанные источники.

Совмещение в рудных полях определенных видов горных пород и типов минерализации дает некоторое основание судить о возможных источниках рудного вещества. Так, хромитовое, кобальт-никелевое, частично магнетитовое оруденение в своем формировании тесно связано с кристаллизацией самих магматических пород, появляясь в позднемагматическую стадию их формирования. У большинства исследователей мантийное происхождение этих месторождений сомнений не вызывает. Вопрос об источниках рудного вещества в постмагматических месторождениях вызывает большие споры, так как они представляют собой результат взаимодействия магматических и рудообразующих растворов со средой, через которую проникают на разных уровнях.

Среди гидротермальных месторождений наиболее близки к возможному магматическому источнику, как отмечали в 1966 г. Ф.И. Вольфсон и Л.И. Лукин, оловорудные и вольфрамитовые месторождения, сопровождаемые грейзенами, а также магнетитовые месторождения, связанные со скарнами. Также близки к возможному магматическому источнику молибденитовые месторождения, независимо от того, сопровождаются они грейзенами или нет, или в них появляются калиево-полевошпатовые метасоматиты. Об этом мы можем судить по тому, что молибденитовое, вольфрамитовое и касситеритовое оруденение тесно связано с формированием коровых гранитных магм, ассоциирует с дайками гранитов и гранит-аплитов, попадая даже в вилку между отдельными их генерациями. Для более низкотемпературных, чем рассмотренные выше месторождения, таких закономерностей не наблюдается. Это дает основание считать справедливой точку зрения А.В. Королева (1959 г.), что подав-

ляющее большинство месторождений образуется в условиях, когда отделение рудоносных растворов происходит на разном расстоянии от места локализации оруденения. Особенно наглядно это можно видеть на примере золоторудно-медно-молибденовых месторождений, где совмещены разноглубинные типы оруденения. Типичны значительные расстояния от источников рождения минерализации свинцово-цинковых, золоторудных, ртутных и некоторых типов флюоритовых месторождений. Об этом мы можем судить на основании развития в пределах месторождений часто только даек диабазов, габбродиабазов, т.е. производных основных магм, при полном отсутствии кислых разновидностей магматических пород. В целом в природе наблюдается тесная ассоциация определенных видов горных пород и соответственно гидротермальной минерализации.

В более редких случаях наблюдается неоднократное чередование даек основных пород и гранитоидных интрузивов, как, например, это имело место в герцинское время в Кентском массиве (Центральный Казахстан), что дает основание более обоснованно предполагать воздействие мантийных очагов на земную кору, приводящее к расплавлению сиала и возникновению верхних и промежуточных очагов гранитоидной магмы, каждый из которых последовательно эволюционирует во времени, обуславливая появление молибденитовой, вольфрамитовой или другой минерализации.

Вопросы классификации и номенклатуры горных пород привлекают широкое внимание петрографов. В связи с этим Подкомиссия по лампрофирам Терминологической комиссии Петрографического комитета ОГГГ АН СССР, а позднее Подкомиссия по систематике изверженных пород Международного Союза Геологических Наук [17] приняли следующие решения.

1. Дайковые порфиоровые породы, зернистость которых различима при обычных увеличениях под микроскопом и является продуктом кристаллизации магмы, должны называться по плутонической номенклатуре с отражением порфиоровой структуры (гранит-порфир, сиенит-порфир, диорит-порфирит, габбро-порфирит и т.д.). Эта же номенклатура нами рекомендуется для габбиссально-субвулканических фаций, но при этом в тексте отмечаются особенности минерального состава, неравновесность составов вкрапленников и основной массы породы, а также другие признаки, дающие основание связывать их с вулканогенными комплексами. По условиям кристаллизации эти породы соответствуют образованиям, формирующимся в промежуточных вулканических камерах. Они обладают, как отмечала Г.М. Царева [23], своими характерными особенностями.

2. При равномерной зернистости горной породы должны использоваться обычные названия плутонических пород с отражением зернистости: тонкозернистые, мелкозернистые, среднезернистые граниты, сиениты и т.д. Следует также выделять среди последних и порфиоровидные разновидности.

3. Для горных пород, содержащих вулканическое стекло, рекомендовано использовать вулканическую номенклатуру, а именно: порфиоровый или афировый риолит, трахит, дацит, андезит и т.д.

4. Для горных пород, не имеющих вулканических и плутонических аналогов, рекомендовано использовать специальную номенклатуру. Эти горные породы объединены традиционно в семейство лампрофиров.

5. Дайковые породы, испытавшие девитрификацию и перекристаллизацию стекол, должны называться по вулканогенной номенклатуре, с использованием приставки "мета" (метариолиты, метадациты).

Рекомендуемые классификация и номенклатура дайковых пород основаны на следующих главных признаках по степени их значимости: 1) минеральном и химическом составе, 2) структурно-текстурных особенностях, 3) условиях залегания.

Минеральный и химический состав. Дайковые породы, как и магматические, по химизму могут принадлежать четырем группам горных пород: ультраосновным, основным, средним и кислым, причем границы между ними условны (рис. 8). При дальнейшем подразделении групп рекомендуется выделять ряды: нормальный, субщелочной и щелочной. Горные породы последнего ряда содержат фельдшпатоиды или щелочные темноцветные минералы. Заметим, что для диагностики плутонических

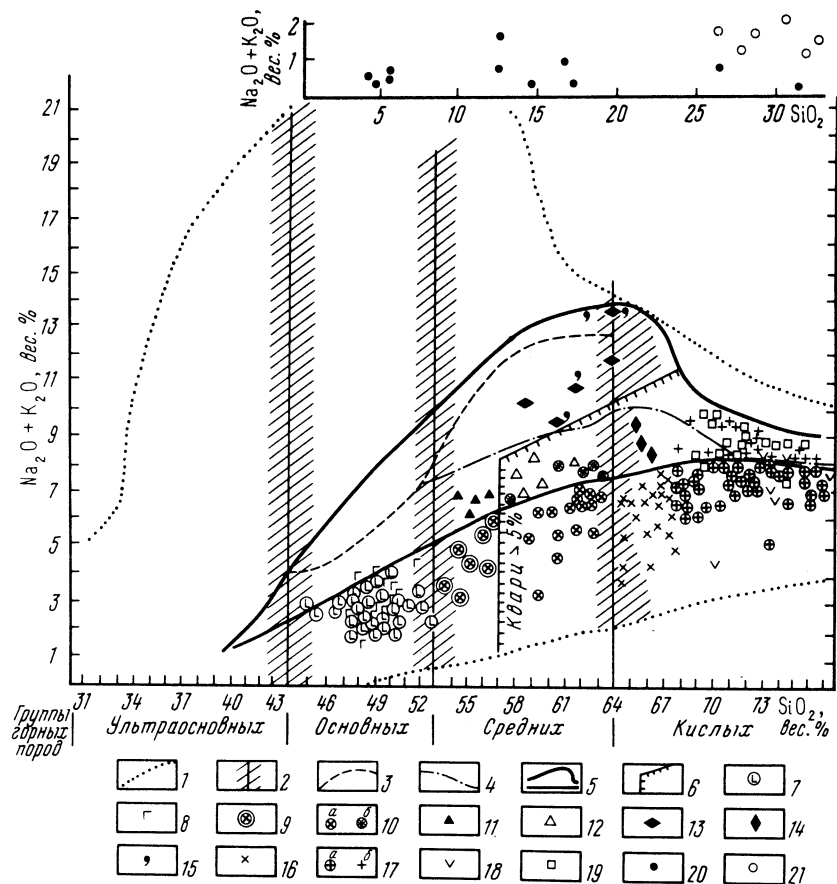


Рис. 8. Положение дайковых пород, производных основной и кислой магм в классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1 — область распространения химических составов магматических горных пород; 2 — границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с "полями неопределенности"; 3 — нижняя граница распространения фельдшпатоидных пород; 4 — нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 — область распространения субщелочных пород; 6 — область распространения пород, содержащих кварц более 5%; 7–19 — дайки разнообразного состава: 7 — долериты; 8 — диабазы; 9 — диориты и диорит-порфиры; 10 — кварцевые диориты и диорит-порфиры (а — нормального, б — субщелочного ряда); 11 — монзонит-порфиры; 12 — кварцевые монзонит-порфиры; 13 — сиенит-порфиры; 14 — кварцевые сиенит-порфиры; 15 — трахиты; 16 — гранодиорит-порфиры; 17 — гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры (а — нормального, б — субщелочного ряда); 18 — риолиты; 19 — онгониты 20–21 — кимберлиты (20 — дайки, 21 — силлы)

пород традиционно рекомендуется использовать количественно-минеральный состав при выделении как видов, так и разновидностей [17]. Для диагностики вулканогенных дайковых пород минеральный состав как классификационный признак не может быть использован в полной мере, поскольку они помимо минералов, как и их эффузивные фациальные аналоги, во многих случаях содержат в своем составе стекло или очень тонкозернистые труднодиагностируемые продукты его девитрификации. Давать вулканогенным породам названия на основании состава вкрапленников неправильно, что хорошо показано на примере вулканитов В.С. Коптевым-Дворниковым и др. еще в 1967 г. Отнесение этих пород к определенной петрохимической группе наиболее надежно можно сделать на основании их химического состава, используя главным образом содержания SiO_2 и сумму щелочей, а при отсутствии химических анализов — разные прямые и косвенные критерии. К прямым, помимо данных химического анализа, относятся показатель преломления стекла в кайнотипных породах, состав микролитов плагиоклаза, особенно для пород среднего и основного состава, и показатели преломления искусственных стекол. Косвенными критериями являются состав и количество темноцветных минералов (используется исследователями, но не всегда надежно); в палеотипных разностях — состав мелкозернистых и тонкозернистых агрегатов вторичных минералов — продуктов девитрификации и перекристаллизации стекла основной массы. Заметим, что определение показателей преломления в искусственных стеклах широко применялось при изучении вулканогенных пород Дальнего Востока (В.Н. Шилов и др., 1958 г., Е.К. Мархинин и др., 1960 г., В.Г. Сахно и Т.Ф. Калмыкова, 1965 г.) и Урала (Д.С. Штейнберг и В.А. Коротеев, 1965 г.).

В дайковых породах древних вулканогенных комплексов определение состава плагиоклаза в микролитах не всегда возможно в связи с широким проявлением процессов альбитизации и деанортитизации. В этом случае о составе пород можно судить по совокупности косвенных признаков (по количественным соотношениям и составу темноцветных минералов во вкрапленниках, а также по вторичным минералам, развивающимся по полевым шпатам и вулканическому стеклу в основной массе, по структуре породы и др.).

Для кислых палеотипных дайковых пород (риолитов, дацитов) главными критериями при определении химизма, наряду с составом вкрапленников (наличие или отсутствие калиевого, калиево-натриевого полевого шпата), являются количественные соотношения кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза в тонкозернистом агрегате продуктов девитрификации и перекристаллизации кислых стекол; например, при отсутствии или ограниченном количестве калиевого полевого шпата во вкрапленниках и основной массе породы обычно принадлежат дацитам.

Лампрофиры, в отличие от рассмотренных выше пород, обладают характерными особенностями (табл. 2), позволяющими выделять их среди других видов магматических горных пород [47]:

— они принадлежат к мезократовым и меланократовым горным породам ультраосновного, основного и среднего составов, обычно порфировой текстуры;

Таблица 2

Классификация лампрофиров по минеральному составу*

Семейства	Виды горных пород	Главные породообразующие минералы	Второстепенные и аксессуарные минералы	Цветной индекс			
Полевошпатовые	Спессартит	Плагиоклаз	Роговая обманка	± К- Na полевой шпат, магнетит, апатит	> 35		
	Керсантит		Биотит		> 35		
	Вогезит	К- Na полевой шпат	Роговая обманка	± плагиоклаз, титанит, апатит	> 35		
	Минетта		Биотит		> 35		
Фельдшпатовые	Камптонит	Анальцит, лейцит, нефелин, амфибол (барквикит, керсутит)	Плагиоклаз	Оливин, ± К- Na полевой шпат, апатит, магнетит	> 40		
	Саннаит		К- Na полевой шпат		± плагиоклаз, магнетит, титанит, апатит	> 40	
	Мончикит	Фельдшпатоиды Анальцит Нефелин Лейцит	Биотит	Титан-авгит	Оливин	± амфибол, другие фельдшпатоиды, магнетит, апатит	> 40
	Фурчит				± амфибол	> 40	
	Таннбушит				Оливин	> 40	
Лампроит**	Амфибол (магнофорит)				Титан-авгит, оливин ± биотит, ± щелочной полевой шпат	40	
Мелилитовые	Польценит***	Мелилит, биотит	Фельдшпатоиды	Оливин, кальцит	Магнетит, апатит, перовскит и др.	70—90	
	Альнеит		Титан-авгит, ± амфибол, ± фельдшпатоиды, апатит, перовскит, циркон		90		

*Н.М.С. Рокк (N.M.S. Rock, 1981 г.) выделяет четыре ветви лампрофиров: кальциево-щелочные, лампроиты, щелочные и ультраосновные, причем среди лампроитовой ветви три семейства: фицроиты, джумиллиты и вайомингиты и в каждом по 3—4 вида (породных типа — rock-type).

**К лампроитам часто относят стекловатые разновидности с очень широким колебанием составов, что делать не следует, поскольку горные породы содержат вулканическое стекло.

***В петрографическом словаре (1981 г.) польцениты отнесены к синонимам беспироксенового оливинового мелилитита нефелин-биотитового, т.е. к вулканогенным породам.

— существенной их составной частью являются биотит (или флогопит) и (или) амфибол; кроме того, могут присутствовать клинопироксен, оливин, мелилит;

— полевые шпаты и (или) фельдшпатоиды, если они присутствуют, наблюдаются только в основной массе;

— гидротермальные изменения оливина, пироксена, биотита и плагиоклаза отсутствуют;

— в некоторых лампрофирах могут появляться кальцит, цеолиты и другие минералы.

Лампрофиры принадлежат к горным породам нормального, субщелочного и щелочного рядов в общей систематике магматических горных пород (рис. 9). Они традиционно объединялись в три крупных семейства: а) известково-щелочные; б) фельдшпатоидные; в) мелилитовые лампрофиры. Известково-щелочные лампрофиры являются типичными породами нормального и субщелочного рядов и могут быть названы полевошпатовыми лампрофирами. Другие два семейства принадлежат щелочным горным породам.

По петрохимическим особенностям (химическому составу), как это было еще показано В. Брёггером, лампрофиры щелочного и субщелочного рядов частично перекрываются. Так, содержание SiO_2 в лампрофирах щелочного ряда колеблется от 30,5 до 47%, а субщелочного и нормального рядов от 39 до 57%. Полевошпатовые лампрофиры (рис. 10, а) принадлежат к К, К-На, Na сериям. Фельдшпатоидные (рис. 10, б) и мелилитовые (рис. 10, в) лампрофиры Na и К-На, причем Na_2O обычно более K_2O . По глиноземистости (al') лампрофиры соответствуют низко- и умеренноглиноземистым, реже высокоглиноземистым (рис. 11). В настоящее время ряд исследователей (В.А. Кононова и др.) считают, что мелилитовые породы не следует относить к лампрофирам и рассматривать как самостоятельное семейство, даже если они содержат повышенное количество биотита. Этот вопрос подлежит дальнейшему обсуждению в Подкомиссии по лампрофирам Петрографического комитета ОГГК АН СССР.

Из всех видов дайковых пород наиболее низкокремнеземистыми (SiO_2 не более 32%) являются кимберлиты (см. рис. 8, врезка). Большинство исследователей считают кимберлиты вулканогенным аналогом слюдяных перидотитов. И.П. Илупин, Ф.В. Каминский, Е.В. Францесон

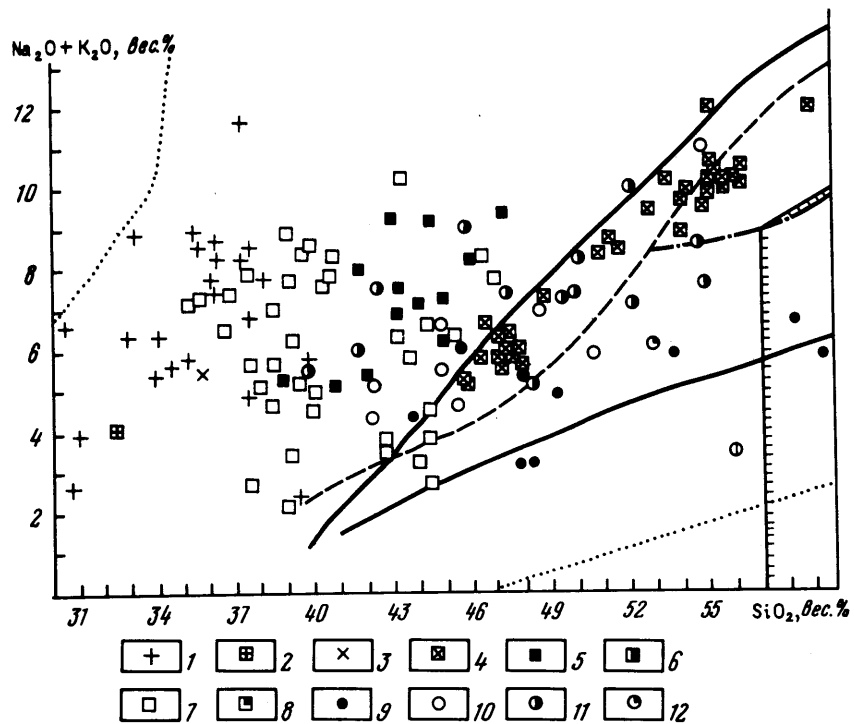


Рис. 9. Положение лампрофиров в классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1 — альнеиты; 2 — бергалиты; 3 — польцениты; 4 — лампроиты; 5 — камптониты; 6 — мончикиты; 7 — фурчиты; 8 — таннбушиты; 9 — спессартиты; 10 — керсантиты; 11 — минетты; 12 — вогезиты.
Обозначение границ раздела см. на рис. 8.

[14], обобщив все известные им сведения о кимберлитах, отнесли их к щелочным базальтоидам, но правильнее их относить к ультраосновным породам субщелочного ряда, калиевой серии, крайне высокоглиноземистым.

Структурно-текстурные особенности. Условия формирования (быстрое или более медленное застывание, наличие или отсутствие летучих, а часто морфология и мощность тел) делают значительной роль структурных и текстурных признаков в дайковых породах. Среди них выделяют порфировые, афировые, равномернотекстурные, порфировидные, резкопорфировидные разновидности пород, а по характеру основной массы плотные, флюидальные, полосчатые, миндалекаменные и другие разновидности.

Среди порфировых разновидностей дайковых пород по количеству, составу и величине вкрапленников отчетливо различаются мегапоровые (величина вкрапленников более 3 см), невадитовые (вкрапленники раз-

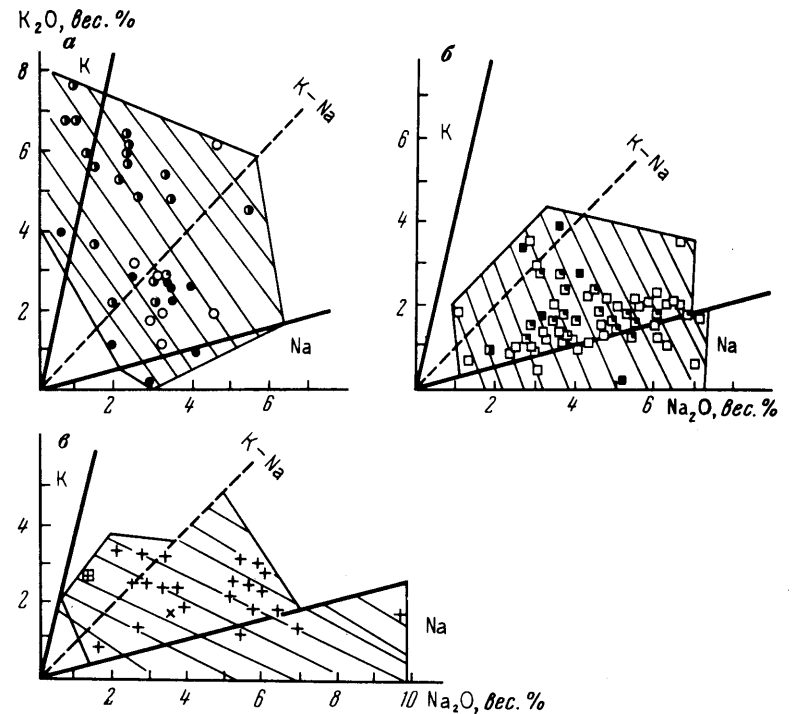


Рис. 10. Положение лампрофиров в классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$. а — полевшпатовые лампрофиров; б — фельдшпатоидные лампрофиров; в — мелилитовые лампрофиров
Условные обозначения см. на рис. 9

мером 0,5–2 до 3 см; они различны по величине и составляют обычно более 40%), полифировые (вкрапленники до 0,5 см, многочисленны и принадлежат нескольким минералам) и олигофировые (единичные вкрапленники менее 0,5 мм) дайковые породы. Последние две разновидности могут обладать как массивной, так и полосчатой и флюидальной текстурой.

Наибольшее разнообразие структур основной массы наблюдается в дайках гранит-порфиров. Структуры основной массы в них могут меняться от микрогранитной, микрографической, псевдосферолитовой, псевдосферолитомикрографической до сферолитовой, фельзитовой и микрофельзитовой. В олигофировых гранит-порфирах преобладающими являются фельзитовая, реже сферолитовая структуры основной массы. Они наблюдаются не только в краевых, но и центральных частях даек. Если в гранит-порфирах структуры наблюдаются микроскопически, при увеличении от 10х до 60, 80х, и являются структурами кристаллизации магм, то в метариолитах близкие структуры типично вторичные, появляющиеся в результате перекристаллизации вулканического стекла.

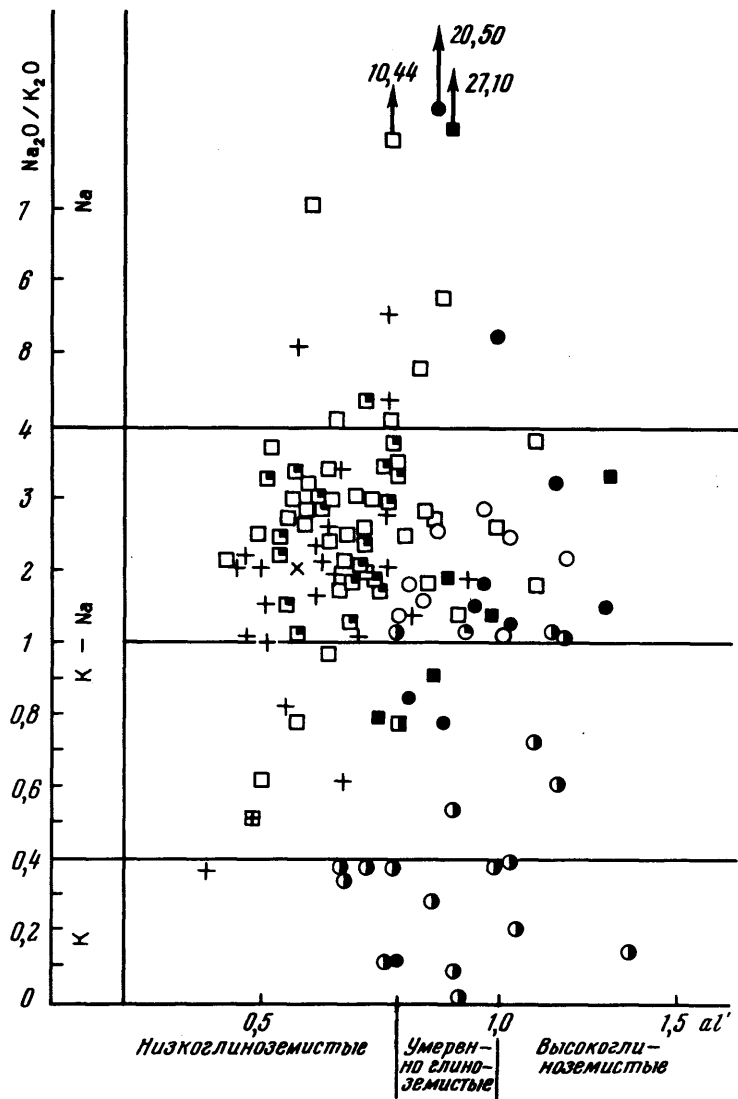


Рис. 11. Положение лампрофиров в классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{Al}'$.
Условные обозначения см. на рис. 9

В.С. Шарфман и Р.И. Костина в 1975 г., характеризуя структуры кислых вулканитов, рекомендовали использовать для структур перекристаллизации вулканогенных пород термины микропойкилобластовая, пилотаксито-пойкилобластовая, интерсертально-пойкилобластовая, гиалопилито-пойкилобластовая, метасферолитовая, микролитито-метасферо-

литовая, микрозернисто-метасферолитовая и подчеркивали, что перлитовая текстура в кислых вулканитах сохраняется обычно и при девитрификации вулканического стекла. Она хорошо видна без анализатора. Применение такой терминологии позволяет более четко характеризовать структуру основной массы горной породы.

Как показали исследования О.Б. Митрейкиной (1969, 1971, 1977 гг.) и В.В. Наседкина (1975 г.), в вулканитах на электронно-микроскопическом уровне часто выявляются кристаллическозернистые структуры, а именно: в риолитах обнаружены фельзитовая, сферолитовая и гранофировая структуры основной массы. Кроме того, в кислых вулканических породах наблюдаются фибролитовая, микролитовая, кристаллитовая, витрофировая или гиалиновая структуры. Фельзитовые структуры появляются и в продуктах искусственной кристаллизации стекла. Сферолитовые структуры в риолитах хорошо видны иногда уже и при увеличении 70х. Для дайковых пород среднего, основного и ультраосновного состава характерно меньшее разнообразие структур. Они соответствуют структурам, типичным для соответствующих видов вулканических и плутонических пород.

Условия залегания. Еще в 1935 г. М.А. Усов писал: "В различных условиях одна и та же эффузивная масса получает различную форму своего литологического выражения или, если перенести на магматические породы терминологию, разработанную в применении к осадочным породам, различную фаціальность". Руководствуясь различными формами залегания, он выделил дайковую фазию. В дальнейшем Ю.А. Кузнецов (1955 г.) дайковую фазию выделял дважды: в гипабиссальной группе фаций и в абиссальной. Гипабиссальная фазия им понималась как фазия малых глубин, в которой магма остывает под маломощной покрывкой с образованием пород эффузивного облика; интрузии гипабиссальной фации, по его мнению, почти всегда генетически и во времени связаны с поверхностными излияниями. Как отмечали В.С. Коптев-Дворников и др. (1967 г.), в своем определении гипабиссальной фации Ю.А. Кузнецов оставляет возможность для включения в нее не только пород, непосредственно связанных с вулканизмом, но, по-видимому, и дайковых пород плутонических комплексов. Подобное объединение в одну группу этих образований не желательны. Горные породы, образующиеся на малых глубинах, однако связанные с разным проявлением магматической деятельности (плутонической и собственно вулканической, включая жерловую субвулканическую и гипабиссально-субвулканическую), характеризуются различными геологическими и физико-химическими условиями формирования. В момент формирования вулканических и плутонических комплексов магма содержала разное количество летучих. В связи с этим магма по разному кристаллизовалась и по разному воздействовала на вмещающие породы. Дайковые породы хорошо различаются по микроструктурам, отражающим условия застывания магм.

В.С. Коптев-Дворников и др. (1967 г.) считали более целесообразным в основу выделения фаций положить не два признака: условия формирования тела и морфологию тела, как это делал М.А. Усов, а лишь

один — условия формирования тела (включая его взаимоотношения с вмещающими отложениями в момент формирования). Морфологию тела они считали второстепенным признаком и руководствовались им лишь при выделении субфаций. Справедливость подобного выделения фаций хорошо видно при рассмотрении дайковых пород. Так, дайки жерловых фаций по условиям формирования отличаются от даек субвулканической и гипабиссально-субвулканической фаций, застывающих на некоторой глубине. Выделение вулканогенных пород субвулканической и жерловой фаций возможно главным образом в древних вскрытых эрозией толщах. В областях молодого вулканизма, не подвергшихся действию эрозии, на поверхности развиты в основном породы собственно эффузивной фации, а в слабо эродированных — иногда и жерловой, реже субвулканической фации. В областях древнего вулканизма породы эффузивной и субвулканической фаций достаточно широко распространены, а образования жерловой фации встречаются редко или бывают трудно отличимы от субвулканических, а иногда и гипабиссально-субвулканических фаций. Вместе с тем в субвулканических телах, как подчеркивал К.Н. Рудич в 1978 г., могут появляться дайки — апофизы, протяженность которых в единичных случаях достигает 1–0,5 км, обычно десятки — сотни метров.

При формировании плутонических комплексов дайковые породы являются постоянными их спутниками, являясь апофизами от собственно интрузивных фаз горных пород, дополнительных интрузивов, а также представляя собой дифференциаты отдельных фаз и субфаз. Дифференциаты этих фаз и субфаз обычно описываются исследователями как дайки I этапа. В плутонах в современном эрозионном срезе также широко представлены дайки, комагматичные им. Они рассматриваются исследователями как дайки II этапа, или поздние дайки.

Таким образом, среди даек, связанных с вулканогенными процессами, по условиям формирования необходимо различать дайки жерловой, субвулканической (самостоятельные дайки или дайки — апофизы), гипабиссально-субвулканической фаций, а среди плутонических даек — апофизы и дифференциаты интрузивных фаз и субфаз. Кроме того, надо выделять дериваты промежуточных вулканических и плутонических очагов, поскольку они занимают различное геологическое положение в плутоническом и вулканическом процессах. В тех случаях, когда дайки одновременно совмещают в себе признаки вулканических и плутонических процессов, их следует рассматривать в составе вулканоплутонических формаций.

Прежде чем перейти к рассмотрению геологических и других особенностей дайковых пород, заметим, что Л.А. Кулындышева [22], проведя формально-логический понятийный анализ термина “дайка”, пришла к выводу, что этот термин следует применять только для обозначения плоскопараллельной формы магматических тел. Она подчеркнула также, что термин “дайка” используется для тел, залегающих несогласно с вмещающими породами, а для магматических пород плоскопараллельной формы, залегающих согласно с вмещающими породами, используется

термин “силл”. Уровень организации этих магматических тел породный. Л.А. Кулындышева считает, что желательно использовать только один термин — либо “дайка”, либо “силл”, причем на ее взгляд удобнее использовать первый термин. Вместе с тем изъятие термина “силл”, по нашему мнению, объединит петрографическую терминологию, так как применение только термина “дайка” потребует обязательного отражения словами согласного или несогласного залегания с вмещающими породами, которое имеет описываемое магматическое тело, в то же время в употребляемом значении термины “силл” и “дайка” всеми исследователями понимаются однозначно. Особенно эти два термина необходимы при описаниях соответствующих тел на платформах и ранних этапах развития складчатых областей.

Коленчатой формы магматические тела также следует относить к дайкам, но отмечать их морфологию.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ДАЕК

Дайки могут иметь простое или сложное строение, линейную (поясовое, радиальное расположение), кольцевую или дуговую форму. Дайки простого строения типичны для вулканических и плутонических комплексов. Они распространены шире, чем сложные. Протяженность и мощность даек отражают тектонические условия в момент формирования даек, а именно степень открытости трещин. Наиболее крупные дайки иногда описываются под собственными названиями. Так, Великая дайка (Зимбабве), имеющая мощность 5–6 км*, при протяженности более чем на 500 км вытянута почти в меридиональном направлении (СВ 17°). Наклонная дайка Элефант-Хэд (ЮАР), как отмечали Х.В. Элес и Д.В. Сновд, имеет мощность 100–300 м. Наибольшие мощности наблюдаются у даек, сложенных основными и ультраосновными породами, для даек среднего и кислого составов обычно мощность от долей метра до 6–10, реже 20 м и более, при длине от нескольких десятков метров до нескольких десятков километров.

В кольцевых дайках мощность может резко увеличиваться от 80 м до 1,2 км. Они имеют более ограниченное развитие по сравнению с линейными. В маломощных дайках они обладают теми же особенностями петрографических видов пород, что и в линейных, но при увеличении их мощностей (более 80 м) приобретают характерные черты, не встречающиеся в линейных дайках, особенно если они принадлежат к производным кислых магм. Отметим, что в таких дайках вкрест их простирания наблюдаются переходы от флюидалных и полосчатых разновидностей слабо раскристаллизованных пород до типичных среднезернистых, свойственных плутоническим гранитным комплексам. Горные породы основного и среднего составов в кольцевых дайках встречаются значительно реже, чем кислые.

ДАЙКИ ПРОСТОГО СТРОЕНИЯ

Дайки вулканических комплексов

По особенностям геологического строения и петрографическому составу дайки вулканических комплексов могут соответствовать жерловой, субвулканической фациям, фации автомагматических брекчий (по Е.Б. Яковлевой) и гипабиссально-субвулканической фации.

Дайковые породы жерловой фации. Если выводными каналами для магмы, поступающей на поверхность земной коры, служили трещины, то образовывались горные породы, по своему геологическому положению занимающие промежуточное положение между субвулканическими и

* В.И. Смирнов, А.И. Гинзбург, В.М. Яковлев и др. (1981 г.) указывают ширину дайки 3–13 км, протяженность 560 км.

собственно эффузивными образованиями. Характерной чертой этих тел является то, что они прорывают вмещающие толщи и имеют с ними секущие контакты. Большая часть трещинных вулканических выводных каналов несет на себе признаки многократного действия, что позволяет более уверенно отделять их от дайковых образований, принадлежащих субвулканической фации. Относительно редко встречаются выводные каналы одноактных извержений. Как отмечал Г.В. Тиррель (1934 г.), в линейном типе излияний лава может извиваться как вдоль ясно выраженной трещины в земной коре, так и из ряда близко расположенных в виде цепочки, изометрических в плане жерл. Последние часто с глубиной переходят в трещинной формы тела. Такие явления наблюдались многими исследователями на Камчатке. Переход даек в кольцевые тела отмечал Г.Ш. Надарейшвили (1980 г.) в Аджаро-Триалетской зоне Большого Кавказа. Эти дайки он рассматривает как реликты альбских магмоподводящих каналов. На о. Масира в Омане И.Л. Абботтс (1979 г.) отмечал переход базальтовых дайковых тел вверх по разрезу в толщу подушечных лав, переслаивающихся с осадочными породами.

Выявление древних трещинных выводных каналов представляет собой значительную трудность, так как изучая древние вулканические сооружения, мы наиболее часто имеем дело лишь с остатками достаточно глубоко эродированных вулканических аппаратов, где широкое развитие имеют субвулканические тела разнообразной формы. Но несмотря на это, дайки жерловой фации хорошо выявляются по рвущим контактам с вмещающими отложениями и по неоднородному строению. В этих дайках наряду с резкопузыристыми породами, структуры и текстуры которых сильно колеблются, наблюдаются лавовые брекчии, иногда перемежающиеся с первыми, или пирокластический материал (как однородный, так и разнородный). В последнем случае дайки жерловой фации образовались при эксплозивной вулканической деятельности и относятся к типичным экзодайкам.

Если отдельные зоны сложены различными типами вулканогенных пород, можно говорить о многократных извержениях по трещинному каналу. Наблюдения над современными вулканами Камчатки (С.И. Набоко, 1962 г.) показывают, что более длительное и интенсивное газоотделение и соответственно минералообразование происходят в вулканических образованиях, скопившихся в результате извержения над выводным каналом.

Гидротермальные процессы и связанный с ними метаморфизм типичны для пород жерловой фации и проявлены в непосредственной близости от них. Породы часто затронуты окварцеванием с сохранением реликтовых структур. В.В. Донских, В.Н. Зелепугин и И.И. Кронидов [13] детально рассмотрели признаки, позволяющие восстанавливать степень эродированности вулканов и методику их геологической съемки.

Дайковые породы субвулканической фации. Под образованиями субвулканической фации нами понимаются образования, связанные с формированием вулканических комплексов, образовавшиеся при движении магмы к поверхности, и застывшие на некото-

рой весьма незначительной глубине. Одной из морфологических форм тел среди них являются дайки. Субвулканическая фация пород широко распространена в районах развития вулканогенных толщ, она обычно обрывается в завершающие этапы формирования отдельных вулканических центров. Такую закономерность отмечали В.С. Соболев (1936 г.); Г.М. Гапеева (1962 г.), В.И. Гоньшакова (1954 г.), Д.А. Хильтон и др. (1960 г.), И.Я. Некрасов (1962 г.), Е.К. Мархинин (1962 г.), В.С. Коптев-Дворников и др. (1967 г.), Т.И. Фролова (1969 г.), В.В. Донских и др. [13] и многие другие.

Вмещающими породами субвулканических даек являются близкие по возрасту вулканогенные и реже более древние образования. В большинстве случаев субвулканические тела расположены или в пределах той свиты, с которой они генетически связаны, или в отложениях, залегающих непосредственно ниже них (межпластовые, крутопадающие штоки и дайки), причем количество субвулканических образований в нижележащих отложениях резко уменьшается (Ф. Уокер, А. Польдерваарт, 1950 г.; В.С. Коптев-Дворников и др., 1967 г.). Развитие таких даек является косвенным признаком присутствия жерловых фаций, и при детальном картировании последние удается находить. Субвулканические дайки во многих случаях располагаются в двух почти взаимоперпендикулярных направлениях или встречаются в виде кольцевых и радиальных даек. Радиальные и (или) кольцевые дайки описаны М.В. Ташининой и Л.Н. Семеновой-Тяньшанской (1963 г.), Д.В. Голубятниковым (1963 г.), К.И. Дворцовой (1963 г.), Л.Г. Никитиной (1959 г.), Л.Н. Шарпенко и др. (1968, 1979 гг.), И.С. Туркиным (1976 г.), Г.М. Фремдом и В.И. Рыбалко (1972 г.), Р.Н. Рудичем (1980 г.) в остатках вулканических аппаратов палеозойского возраста.

Причиной образования кольцевых и радиальных трещин многие исследователи считают сводовые и куполовидные поднятия, обусловленные давлением поднимавшихся к поверхности магм и газов, и последующие их опускания и обрушения. А.Н. Сирин (1962 г.) отмечал, что такие поднятия наиболее обычны при образовании лакколлитов и куполов вязких лав кислого состава, однако они иногда наблюдаются при излиянии лав основного и среднего состава. Т.Н. Голубовская и Б.Я. Журавлев (1967 г.) в остатках вулканического аппарата девонского возраста в Предчингизье наблюдали кольцевые дайки субвулканических тел и "вулканических брекчий" 800 м протяженности при мощности до 20 м. Р.В. Джонсон (1961 г.) писал, что длина субвулканических даек, внедрившихся по радиальным разломам, достигает в некоторых случаях 22 км. К.М. Тимербаева (1967 г.) отмечала очень малую протяженность (до 50 м) удинских радиальных даек на Камчатке. Е.К. Мархинин (1962 г.) обнаружил, что на вулкане Менделеева после образования кальдеры магма внедрялась по кольцевому разлому, образуя полуэкструзивное тело.

Таким образом, основанием для отнесения пород к субвулканической фации служат геологические данные. Однако в условиях плохой обнаженности соотношения между отдельными телами наблюдаются не

всегда, и в этих случаях решающее значение приобретают второстепенные признаки, позволяющие распознавать их.

Скорость остывания субвулканических тел весьма велика, о чем мы можем судить по появлению структур и текстур, типичных для эффузивных фаций, отсутствию зон контактового метаморфизма, неспособности магмы переплавить ксенолиты любых пород.

У некоторых исследователей (В.П. Непочатых, К.А. Уразаев, 1979 г.) есть тенденция рассматривать субвулканические тела, не имеющие аналогов эффузивных фаций, как самостоятельные малые интрузии позднегеосинклинального или раннеорогенного этапов развития (Уральская эвгеосинклиналь), этого, по-видимому, не следует делать, особенно если образование горных пород (судя по наблюдаемым петрографическим особенностям) обусловлено вулканическими процессами.

Субвулканические дайки базальтов, долеритов и диабазов. Базальтовая магма, будучи весьма подвижной, легко проникает по сложным ветвящимся трещинам в осадочные и другие породы, захватывая ксенолиты, образуя апофизы, а также выполняет линейные системы трещин. Дайки базальтов и диабазов обычно маломощны (несколько метров, реже 10–20 м), но весьма протяженны. Для них характерно присутствие псевдошаровой отдельности. Размер шаров (нередко это овалонды) от 5–10 см до 1–1,5 м. Шары часто обладают скорлуповатой отдельностью. При выветривании породы не образуют остроугольной щебенки (последняя типична для интрузивных габбродиабазов), а имеют комковатую, близкую к шарообразной форму.

Характерной чертой субвулканических основных даек является их значительная неоднородность вкрест простирания в структурном и текстурном отношении при полной тождественности их химического состава — смена лавоподобных пород, слагающих эндоконтактные части, постепенно все более зернистыми, вплоть до полнокристаллических, к центральным частям даек. При приближении к контактам с вмещающими породами величина микролитов постепенно уменьшается, появляются структуры с незначительным количеством разложенного стекла, а непосредственно около вмещающих пород нередко наблюдаются реликты гиалопилитовой, а иногда и витрофировой структур. Переходы к эндоконтактным фациям постепенные. Вкрапленники часто содержат включения стекла. Характерно, что микролиты плагиоклаза в этих случаях в общих чертах ориентированы согласно контактам. В породах всегда наблюдаются миндалины или поры разнообразной формы. В центральных частях даек количество их невелико, хотя они и наблюдаются, а по направлению к контактам с вмещающими отложениями количество пор или миндалины увеличивается и нередко они расположены параллельными, кулисообразно заходящими полосами и ориентированы длинной стороной параллельно контактам. Контактных измерений субвулканические дайки практически не вызывают, во вмещающих их породах наблюдаются лишь маломощные, с трудом различимые зоны уплотнения и изменения их окраски. Линия контакта отчетлива, иногда с мельчайшими заливами и апофизами (см. табл. 1, а, б, в).

В силлах обычны долериты и габбродиабазы, реже долериты слагают дайки. В отличие от базальтов, это кристаллически зернистые породы, слагающие центральные части силлов и даек, к эндоконтам в породах появляется вулканическое стекло, вплоть до перехода в типичные базальты. В долеритах наблюдаются пойкилоофитовая, пойкилитовая и габброофитовая структуры, реже микропегматитовая, а в габбродиабазе — диабазовая, офитовая. Среди долеритов рекомендуется выделять три вида: оливиновый, собственно долерит и лейкодолерит (Андреева и др., 1981 г.). Некоторые геологические сведения о долеритах и диабазе приведены выше при описании дайковых пород платформ, а петрографические их особенности рассмотрены В.С. Соболевым (1936 г.), А.П. Лебедевым (1955–1962 гг.), Ю.И. Дмитриевым (1963 г.) и др.

Субвулканические дайки андезитов и андезитобазальтов обладают обычно промежуточными свойствами по сравнению с дайками основного и кислого составов. От эффузивных андезитов дайки порфировых андезитов отличаются более крупными, хорошо образованными вкрапленниками при структурах основной массы, сходных со структурами основной массы эффузивных фаций, но с несколько меньшим количеством вулканического стекла. Количество вкрапленников может достигать 30–40 % объема породы. К эндоконтам постепенно, но на коротком интервале уменьшаются величина и количество вкрапленников, и они становятся тонкотаблитчатыми, а в зоне непосредственного контакта развиты лишь микролиты и структуры основной массы — гиалопилитовые и витрофировые. В эндоконтактных зонах развиты миндалины, имеющие неправильную, струйчатую и изометричную форму. Никаких ощутимых изменений вмещающих пород на контакте, за исключением их уплотнения и изменения окраски, не отмечается. Наряду с крутопадающими дайками для производных основной магмы (базальтов, а также андезитобазальтов) типичны и силлы (см. табл. II, а).

Субвулканические дайки риолитов и дацитов имеют обычно сложную форму, причем более ранние неправильной и другой формы тела рассекаются множеством сложно ветвящихся и взаимно пересекающихся даек различной мощности (от первых десятков сантиметров до нескольких метров), создавая тела паукообразной формы (сочетание межпластовых тел и сложно ветвящихся даек).

Обычно это маломощные дайки, во многих случаях обладающие столбчатой или призматически-столбчатой отдельностью, особенно при их внедрении в вулканогенные толщи, формирующиеся в подводных условиях. Столбчатая отдельность в субвулканических дайках кислого состава описана на Южном Урале (В.А. Заварицкий, 1946 г.), на хр. Сарычева и в соседних районах (К.Н. Рудич, 1962–1978 гг.), в Алавердинском районе (П.Ф. Сопко и Н.М. Чернышев, 1962 г.), на северо-западе Кавказа (М.Г. Ломизе и др.), в Армении (А.Н. Лебедев, Э.Г. Малхасян, 1962 г.).

Субвулканические дайки, внедрившиеся в пачку пород наземного происхождения, как правило, не обладают столбчатой отдельностью; иногда она присутствует, но очень плохо выражена. Ее присутствие в субвулканических дайках, по мнению В.С. Коптева-Дворникова и др.

(1967 г.), может рассматриваться как один из признаков внедрения их во влажные породы, содержащие значительное количество воды. Столбчатая отдельность в субвулканических дайках риолитов и дацитов идентична таковой даек основного состава и развивается обычно перпендикулярно простираению тел.

Макроскопически риолиты и дациты субвулканических даек ничем не отличаются от соответствующих эффузивных фаций того же вулканического комплекса. Они, как правило, обладают теми же окрасками, характеризуются примерно теми же соотношениями вкрапленников и основной массы и тем же минеральным составом вкрапленников. Глубина застывания пород сказывается на их текстуре. Породы, остывавшие в условиях весьма малых глубин, обладают иногда пузыристыми, миндалекаменными текстурами и имеют перлитовую отдельность; в них развита опацизация вкрапленников биотита и амфибола. В случае формирования тел на несколько больших глубинах эти признаки исчезают, но по-прежнему структуры их основной массы аналогичны структурам лав. Отличие от эффузивных фаций заключается лишь в образовании в этих породах несколько более крупных и более четко кристаллографически оформленных вкрапленников, а также в более частом присутствии гломеропорфировых сростаний. Отмечается полная аналогия интенсивности и характера перекристаллизации лав и субвулканических тел эффузивных комплексов, формировавшихся в наземных условиях или во влажных, водонасыщенных породах.

Породы, слагающие субвулканические дайки, обладают большей по сравнению с эффузивными фациями однородностью структур, текстур и химического состава. Как правило, в описываемых образованиях не отмечается никаких признаков эндоконтактных изменений, изредка наблюдается некоторое уменьшение величины вкрапленников.

В субвулканических дайках, залегающих на относительно больших глубинах, процессы собирательной перекристаллизации проходят более интенсивно, чем в близповерхностных условиях. Нередко они обнаруживают сходство с породами дайковых серий плутонических комплексов, но их можно отличать по совокупности некоторых особенностей пород.

Дайковые породы фации автомагматических брекчий появляются позднее субвулканической фации. Они описаны в Казахстане и других районах (Е.Б. Яковлева; Г.М. Царева, 1977 г.). Силлы и крутопадающие дайки, принадлежащие этой фации, образуют протяженные апофизы от тел другой морфологической формы, обнаруживают секущие контакты с вмещающими породами. Они размещены не только среди поверхностных фаций, но и локализируются на субвулканическом уровне глубинности. Состав пород изменяется от риолитов, трахириолитов до андезитов. Породы состоят из значительного количества крупных идиоморфных, а нередко оскольчатых и оплавленных минералов и скрепляющего их цемента лавового облика. В них присутствуют обломки разнообразных пород, а также гомеогенные включения близкие по составу. В риолитах вкрапленники минералов и их осколки составляют обычно до 30–40 %, а в риодацитах и андезитах — до 50 %. Для горных пород типично несоот-

ветствие составов вкрапленников и связующей массы (последняя часто приближается по составу к эвтектическим гранитам), свойственна резко выраженная флюидалность. В связующей массе встречаются фьяммедвидные линзы, ориентированные согласно с флюидалностью. Наряду с разновидностями пород порфировой структуры с лавовым цементом и микропойкилитовой структурой основной массы, типичной для лав, встречаются разновидности "туфовидного" облика, состоящие из осколков вкрапленников, полнокристаллических вростков и основной массы с микропойкилитовой структурой. Наблюдается структурная однородность дайковых тел и зональность в распределении фациальных разновидностей пород. Очень часто подобные породы описывались как кристаллотуфы, игнимбриты, спекшиеся туфы и туфолавы, а при значительном количестве вкрапленников — как интрузивные (вплоть до плутонических).

Дайковые породы гипабиссально-субвулканической фации начали выделяться исследователями сравнительно недавно (Г.М. Царева, 1977 г.). Они обнаружены в составе конкретных вулканогенных формаций позднепалеозойского орогенного вулканизма в Казахстане, слабают пластообразные тела, силлы, линейные и кольцевые дайки. Это своеобразные полнокристаллические породы порфирового и порфиroidного сложения, различной степени кристалличности, разнообразного состава (гранодиорит-порфиры, монзонит-порфиры, кварцевые монзонит-порфиры до гранит-порфиров), своеобразного облика, промежуточного между типичными плутоническими и вулканическими образованиями. Они часто рассматриваются в составе гетерогенных дайковых комплексов как генетически самостоятельные комплексы.

Пластообразные тела и силлы обычно располагаются среди разновозрастных вулкаников близкого состава, а крутопадающие дайки — в более древних толщах. Они появляются позднее горных пород фации автомагматических брекчий, составляя с ними пространственные ассоциации. Они обнаруживаются и на границе вулканогенных свит, а в целом появляются на завершающем этапе формирования конкретного вулканогенного комплекса. Близость времени формирования горных пород фации автомагматических брекчий и гипабиссально-субвулканической фации обусловила своеобразие их контактов, создающих первое впечатление взаимопереходов, а при детальном изучении контактов и обнаружении апофиз, срезающих ориентированные текстуры автомагматических брекчий, предшествующих их формированию, легко удается доказать последовательность их появления. Г.М. Царева (1977 г.) рассматривает породы гипабиссально-субвулканической фации (субинтрузивной) как конечные члены закономерного возрастного ряда близких по составу пород: типичные вулканиды, включая субвулканическую фацию → автомагматические брекчии → гипабиссально-субвулканические гранитоиды. В отличие от плутонических гранитоидов для интрузивов этой фации характерно слабое развитие внутрикамерных инъекций и отсутствие пегматов.

Для дайковых пород гипабиссально-субвулканической фации харак-

терна выдержанность структур (развитие порфировых, порфиroidных и отсутствие равномернозернистых разновидностей), зональность в распределении фациальных разновидностей пород, различающихся содержанием главных породообразующих минералов. В породах центральных частей тел, в отличие от пород эндоконтактовых зон, увеличивается роль калиевого полевого шпата, кварца и уменьшается — пироксена, роговой обманки и биотита.

Г.М. Царева рекомендует использовать следующие петрографические признаки, чтобы отличить эти горные породы от субвулканических пород: 1) большая степень порфировости, 2) более разнообразный минеральный состав вкрапленников, контрастный составу основной массы, 3) сохранность реликтов ранних генераций минералов во вкрапленниках, 4) более железистые биотиты, 5) полнокристаллические структуры и неоднородное сложение основной массы. По ее мнению, для магм, формирующих эти породы, характерна большая подвижность магматического расплава. При формировании этой фации наблюдается отсутствие или слабая степень контактового метаморфизма во вмещающих породах, а в последующих фазах этой фации наблюдается увеличение кристалличности основной массы в более поздних генерациях.

Дайки плутонических комплексов

Весь опыт изучения интрузивов показывает, что с самых ранних этапов развития Земли в момент формирования плутонических комплексов появлялись дайки. Четко прослеживается, что в беспокойных тектонических обстановках при формировании магмы могут появляться следующие дайковые тела:

- 1) апофизы собственно интрузивных фаз и внутрикамерных инъекций;
- 2) дифференциаты собственно интрузивных фаз и внутрикамерных инъекций;
- 3) инъекции плутонических тел более глубоких структурных ярусов.

Апофизы собственно интрузивных фаз и внутрикамерных инъекций. Апофизы собственно-интрузивных фаз обычно обладают крупной зернистостью (см. табл. I, 2), несут признаки обогащенности летучей фазой (появление в центральной части даек грубозернистых структур), реже они мелкозернистые и резкопорфиroidные (рис. 12), т.е. соответствуют зернистости эндоконтактовой фации интрузивов.

Наиболее хорошо изучены подобные дайки в гранитоидных комплексах [15, 23]. Они появляются повсеместно, более типичны для орогенных плутонов.

Апофизы внутрикамерных инъекций обладают средне-, но чаще мелкозернистым строением (см. табл. II, б) и встречаются редко. Они обычно небольшой мощности (до 0,3—1 м) и протяженности (до 0,5 км). Морфология даек — апофиз прямо зависит от трещиноватости во вмещающих породах.

Дифференциаты собственно интрузивных фаз и внутрикамерных инъ-

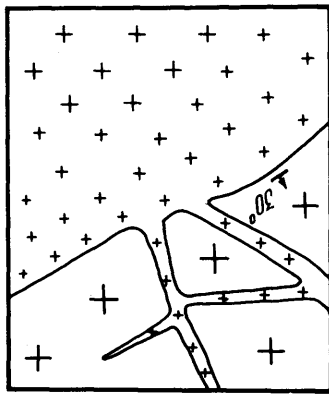


Рис. 12. Апофизы мелкозернистых биотитовых гранитов в крупнозернистых щелочных гранитах (Таятханский массив, Казахстан)

екций. К этому генетическому типу принадлежат дайки, рассматриваемые обычно исследователями при описании гранитных плутонов как дайки I этапа. Они имеют мелкозернистое, равномерное зернистое, миароловое, аплитовидное строение, обычно развиты в пределах интрузивов, тесно с ними связаны и редко выходят во вмещающие породы. Такие дайки выполняют пологие и крутопадающие трещины, часто крайне извилистой формы, трещины контракции (М.А. Осипов, 1974 г.) и, первые разрывные трещины, создавая тела сложной формы (см. табл. II, в, III, а). Иногда среди крутопадающих даек наблюдается несколько генераций.

Характерной особенностью этих дайковых пород является близость их составов к составам вмещающих интрузивов или появление часто более

лейкократовых разностей, чем вмещающие гранитоиды. Наиболее часто наблюдаются равномерное зернистые разновидности, реже резко порфирировидные, аплитовидные и типичные аплиты. Исключительно редко такие дайки выполняют радиальные и кольцевые системы трещин. Для пород, слагающих дайки, характерны отсутствие эндоконтактовых изменений и тождественность зернистости на всю мощность дайки. Формирование их происходит до полного охлаждения вмещающего интрузива. В зависимости от состава интрузивов (основного, среднего или кислого) они принадлежат меланократовым или лейкократовым разновидностям пород, обладая характерными структурами (габбровыми у габбро, призматическисзернистыми, монцонитовыми у диоритов и монцонитов, гипидиоморфнозернистыми у гранитов, сиенитов и гранодиоритов). Большинство исследователей они рассматриваются как дифференциаты магмы или ее дегазированный продукт, завершающий формирование плутона, наблюдаемого в современном эрозионном срезе.

Инъекции плутонических тел более глубоких структурных ярусов. Среди этого типа тел отчетливо выделяются две группы, различающиеся условиями своего формирования:

а) дайки гранит-пегматитов, обычно не обнаруживающие связи с гранитоидами, вскрытыми современным эрозионным срезом, и наблюдающиеся в осадочных и метаморфических горных породах;

б) дайки разнообразного состава, комагматичные плутонам, обнажающиеся в современном срезе.

Если первые появляются главным образом на ранних этапах развития Земли (в архее, протерозое), имея большие мощности и протяженность, то вторые особенно типичны для орогенного и посторогенного этапов.

Наиболее полная характеристика внутреннего строения гранит-пегматитов дана в трудах акад. А.Е. Ферсмана, К.А. Власова, С.Г. Шавло, И.В. Давиденко, Б.М. Шмакина, Н.И. Гинзбурга, М.Н. Харламова, Е.Н. Камерона, Р.Г. Джанса, А.Г. Мак-Нейра, Л.Р. Пейджа и др. Исследователями выделяются простые и зональные пегматиты. Для пегматитовых тел характерны линейность распределения в современном эрозионном срезе и длительное формирование.

Дайки, комагматичные плутонам, вскрытым современным эрозионным срезом, описываются как дайки II этапа, или поздние дайки. Они обладают следующими характерными особенностями: 1) близки по времени формирования к определенным плутоническим комплексам; 2) пространственно приурочены к ним (см. табл. III, б) или их экзоконтактовым ореолам, но особенно широко развиты в надинтрузивных зонах; 3) выполняют обычно параллельные или взаимноперпендикулярные системы трещин, значительно реже кольцевые или радиальные, иногда образуются коленчатые дайки (см. табл. III, в); 4) обладают признаками петрографического, петрохимического и геохимического родства с конкретными интрузивными телами, сменяют друг друга в строго определенной последовательности, отражая историю формирования комплекса в целом; 5) текстуры пород массивные, в кислых породах иногда появляются полосчатые и флюидальные; миндалекаменные текстуры отсутствуют; 6) обычно отсутствуют неравновесные ассоциации минералов в породах; 7) эндоконтактовые фации дайковых пород хорошо выражены и находятся в прямой зависимости от мощности дайковых тел, состава и условий формирования; 8) процессы постмагматических изменений широко развиты в наиболее лейкократовых типах дайковых пород.

Если для состава дифференциатов плутонов характерна прямая зависимость от состава пород плутонов (плагииграниты — в плагиигранитных интрузивах, биотитовые граниты — в интрузивах биотитовых гранитов и рибекитовые граниты — в интрузивах рибекитовых гранитов), то для даек, комагматичных плутонам, подобная зависимость выражена менее четко, хотя в целом при формировании дайковых пород наблюдается определенная закономерность смены составов пород от более меланократовых к лейкократовым и более кислым дифференциатам. Отсутствует для этих даек закономерность (отмеченная в 1950 г. в Казахстане О.С. Полквой) смены составов даек от кислых к основным в каледонских и от основных к кислым в герцинских интрузивах. Отчетливо наблюдаемой закономерностью является появление в начальные стадии формирования даек диоритов и невадитовых гранит-порфиров, которые, судя по характеру протекаемых реакций (наличие ксенолитов основных и средних пород и широкое их усвоение), петрохимическим и геохимическим особенностям пород, являются аналогами собственно интрузивных фаз массивов, вскрытых на дневной поверхности. При этом возможны три случая.

1. Невадитовые гранит-порфиры формируются среди даек надинтрузивных зон, а также в интрузивах после формирования дифференциатов

гранитоидов и постмагматических рудопроявлений грейзенового типа. Породы лишены видимых признаков контаминации и гибризма, имеют отчетливо выраженные зоны эндоконтакта мощностью от 0,5 до 1–2 м, окрашены в розовые, розовато-серые и редко розовато-фиолетовые и фиолетовые тона, обладают обычно призматическизернистой, реже крупноблоковой отдельностью и образуют как линейные, так кольцевые и редко радиальные дайки. Структуры пород даек типично кристаллизационные. Вулканических стекол или структур их собирательной перекристаллизации, так типичных для субвулканических даек, в породах никогда не наблюдается. Невадитовые гранит-порфиры резко порфириовидны и величина вкрапленников колеблется от долей миллиметра до 1,5 см, причем они всегда составляют более 25 %, и лишь в зонах эндоконтакта исчезают совсем или обнаруживаются единичные вкрапленники величиной менее 1 мм. Вкрапленники часто образуют гломеропорфириовые скопления и неравномерно распределены в породе, причем в центральных частях тел число их наибольшее.

2. Образуются сложные контаминированные и гибридизированные дайки однократного внедрения (краевые части сложены диоритами, центральные — невадитовыми гранит-порфирами с постепенными переходами между собой), в которых процессы контаминации и гибризма проявлены в зонах эндоконтактов и редко по простиранию дайки. В породах зон эндоконтакта наблюдаются большое количество ксенолитов и, в зависимости от степени их усвоения, переходы от невадитовых гранит-порфиров через гранодиорит-порфиры до диоритов.

3. Формируются простые дайки меланократовых диоритов, а также сложные дайки двукратного внедрения, петрографически неоднородные (при их изучении всегда легко может быть доказана тесная связь с одним магматическим источником), в которых краевые части сложены меланократовыми диоритами, а центральные — невадитовыми гранит-порфирами до гранодиорит-порфиров с резкими контактами между диоритами и породами центральных частей даек, но без зон закалки, т.е. формирование невадитовых гранит-порфиров было сближенным во времени с диоритами, хотя невадитовые гранит-порфиры и появились несколько позднее.

В гранодиорит-порфирах появляется роговая обманка, отчетливо видимая макроскопически, главным образом во вкрапленниках. Если гранодиорит-порфиры наблюдаются в простых дайках, то мощность эндоконтактовых зон находится в прямой зависимости от мощности тел, и они почти не содержат вкрапленников.

Диориты окрашены в темно-зеленые тона, обычно мелкозернисты или среднезернисты и независимо от сложности строения даек обладают близким качественным, количественно-минеральным и химическим составом, микроструктурами и постмагматическими изменениями. Зона эндоконтакта хорошо выражена и обычно более 10 см. Миндалекаменность в породах отсутствует. Диориты, появляющиеся в сложных дайках однократного внедрения, в отличие от вышеописываемых, изменчивы по минеральному, количественно-минеральному составу и химизму в зависимости от степени усвоения ксенолитов и их состава.

Специальное изучение дайковых пород в плутонических комплексах показало, что после невадитовых гранит-порфиров во многих районах происходит внедрение полифировых (фельзитовых), олигофировых и олигофировых полосчатых гранит-порфиров, которые по петрографо-геохимическим особенностям являются аналогами лейкократовых дифференциатов плутонов. Все три типа дайковых пород кислого состава обычно одновозрастны или сближены во времени появления. Олигофировые и олигофировые полосчатые гранит-порфиры обычно широко затронуты постмагматическими процессами (окварцевание, серицитизация, мусковитизация, пиритизация).

Вторичное появление простых даек диоритов или сложных даек двукратного внедрения разнородного состава после формирования полифировых, олигофировых и олигофировых полосчатых гранит-порфиров уже должностораживать исследователя и заставлять его искать в первую очередь геологические, а затем и геолого-петрографо-геохимические данные о принадлежности этих даек к производным следующего промежуточного магматического очага, связанного с предыдущим этапом интрузии, но разновозрастной кристаллизацией во времени, или к геологически разновозрастным образованиям и связи их с различными тектономагматическими этапами, а дайками лишь унаследовались тектонические пути.

Дайки вулканоплутонических комплексов

Одним из специфических типов следует считать дайки, совмещающие признаки вулканических и плутонических пород. Такие дайки появляются в вулканотектонических структурах на позднеорогенной и посторогенной стадиях их развития, когда вулканический и плутонический процессы тесно сопряжены во времени. Возникающие при этом дайки чаще всего имеют кольцевую форму и обладают обычно постепенными, реже более резкими переходами к типичным плутоническим образованиям, причем в пределах одной дайки наблюдаются переходы от плотных не различимых без микроскопа порфириовых пород до среднезернистых равномернозернистых разновидностей пород. Подобные явления обнаружены в Улькен-Каракууской и Каргалинской и других кольцевых структурах Центрального Казахстана и более подробно будут рассмотрены ниже. Ряд исследователей в таких структурах наиболее ранние дайки называют дайками ранних (до гранитных) и послегранитных внедрений, или дайками структурно-сопряженными с массивами (В.Г. Сапожников, 1972 г.). В кольцевых дайках кольцевых структур отчетливо наблюдается эволюционное развитие магматизма, в результате чего в них, помимо типов пород, характерных для линейных даек, появляются полифировые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры. При переходе даек в неправильные по форме пологие тела гранит-порфира становятся более зернистыми, и постепенно, в интервале не более 10 м, переходят в мелкозернистые равномернозернистые до миароловых граниты. Подобные дайковые тела обычны в гранитных интрузивах и обнаружены в надинтрузивной зоне Улькен-Каракууской структуры (Центральный Казахстан).

Разделение даек в зависимости от условий образования

Типы	Подтипы	Условия образования
Дайки однократного внедрения	Петрографически однородные	Инъекция магмы однородного состава
	Петрографически неоднородные	А. В результате контаминации и гибридизма в магме Б. В результате дифференциации магмы
Дайки многократного внедрения	Петрографически однородные	Многократные инъекции магмы одинакового состава
	Петрографически неоднородные	А. В результате инъекций различного состава, не связанных с одним магматическим источником Б. В результате инъекций различного состава, связанных с одним магматическим источником

Кроме рассмотренных даек часто наблюдаются, независимо от состава плутонов, наложенные серии даек разнообразного состава, связанные как с вулканизмом, так и плутонизмом более позднего времени. Эти дайки, в зависимости от принадлежности к вулканическому или плутоническому комплексам, обладают обычными типичными для этих видов пород особенностями. Число их особенно велико в участках повышенной трещиноватости и проницаемости.

ДАЙКИ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ

Среди даек сложного строения следует выделять дайки однократного и многократного внедрения. Напомним, что впервые термин сложные (composite) и многократные (multiple) дайки был введен Е.Б. Бейли и Д.Е. Ричи. Основными различиями между этими типами даек они считали наличие или отсутствие закаленных контактов между краевыми (обычно основного состава) и центральными (кислого состава) частями даек. В.А. Обручев в 1929 г. повторные инъекции (дайки) однородного состава предлагал считать многократными (multiple), а при переменном составе магмы — сложными (composite), но допускал случаи, когда разница в составе может получиться и в дайке однократного заполнения вследствие дифференциации магмы. По нашему мнению, все встречающиеся в природе дайки следует подразделять на 2 типа: 1) однократного и 2) многократного внедрения, выделяя среди них по 2 подтипа — петрографически однородные и петрографически неоднородные (табл. 3).

Дайки однократного внедрения. Сложные дайки однократного внедрения развиты довольно редко. Среди них в настоящее время выделяют две группы:

- 1) изменяющие состав и структуру вкрест простирания даек,
- 2) изменяющие состав по простиранию. Последняя группа даек встречается реже даек первой группы и описана В.С. Соболевым (1936 г.), О.С. Полквой (1946 г.), Ф. Уокером и А. Польдерваартом (1950 г.), Х.М. Абдуллаевым (1957 г.) и др.

Одной из интересных даек первой группы, изученных А.А. Коневым [24], является Укшихтинская дайка в Прибайкалье, сложенная в эндоконтактных частях оливиновым габбро мощностью до 3 м, переходящим в керсутитовые эссекситы, а в центральной части (не повсеместно) в нефелиновые сиениты. Дайка имеет меридиональное простирание, мощность до 50–60 м, длину до 1 км и расположена в верхнепалеозойских биотит-рогообманковых гранитах.

Дайки многократного внедрения. Петрографически однородные дайки типичны для долеритов, диабазов, базальтов и лампрофиров. Они широко известны во многих районах мира (в Средней Азии, Рудном Алтае, Калбе, ДВК, Северном Казахстане; в Зимбабве; на островах Святой Елены, Кильды, Колорадо и др.).

Петрографически неоднородные дайки широко развиты в СССР на Кольском полуострове, Кавказе, Таймыре, в Казахстане, Средней Азии, Забайкалье и других районах. Они известны в Румынии, Индии, Зимбаб-

ве, США (шт. Техас). Появление таких даек обычно объясняется неоднократным внедрением различных расплавов кислой и основной магмы по одним и тем же каналам или одновременным внедрением магм различного состава, а также как результат инъекций различного состава, связанных одним магматическим источником.

* * *

Наблюдения над простыми и сложными дайками показали, что во время формирования первых ранних инъекций кислой магмы возможны три типа процессов.

1. Появление даек невадитовых гранит-порфиров, не несущих видимых признаков гибридизма и отвечающих по составу лейкократовым разновидностям пород, т.е. процессы гибридизма в кислой магме отсутствовали как в камере, откуда поступала эта магма, так и по пути движения магмы по трещинам в уже вскрытых интрузивах.

2. Образование контаминированных даек однократного внедрения, где процессы гибридизма проявлены только в эндоконтактах или по простиранию дайки, т.е. процессы гибридизма и контаминации имели место в кислой магме на путях подъема ее в трещинах к интрузиву, выходящему в настоящее время на дневную поверхность.

3. Образование сложных даек двукратного внедрения, где краевые части дайки сложены почти однородными по минеральному и химическому составу диоритами или диорит-порфиридами, а центральные части даек — невадитовыми гранит-порфирами. Формирование последних сбли-

жено во времени появления с диоритами, но отчетливо позднее. Невадитовые гранит-порфиры могут быть лишены следов контаминации и гибридности или содержать большое количество частично усвоенных ксенолитов, в зависимости от тектонической обстановки в момент внедрения магмы и реакционной активности магмы. Генетическая близость пород разнородного состава в этих дайках может быть доказана и петрографо-геохимическими исследованиями.

В случае третьего типа процессы гибридности, вероятней всего, имеют глубинное происхождение. В момент формирования магматических масс первоначально получали возможность перемещаться гибридизированные магмы, образовавшие простые дайки диоритов, а затем, очень близко во времени, внедрялись невадитовые гранит-порфиры, занявшие центральную часть диоритовых даек. Этот тип даек представляет наибольший интерес для исследователей, так как петрографические особенности невадитовых гранит-порфиров в них соответствуют таковым в гранитоидах главных интрузивных фаз массивов, наблюдаемых в настоящее время на дневной поверхности.

По нашему мнению, сложные дайки как однократного, так и двукратного внедрения, наряду с простыми дайками, могут быть с наибольшей долей вероятности использованы для суждения о направленности магматических процессов при формировании еще не вскрытых интрузивов.

Кольцевые структуры магматических комплексов начали привлекать внимание геологов с начала нашего века, после того как А. Харкер в 1904 г. при изучении третичных интрузивных образований о-ва Скай (Шотландия) впервые установил наличие конических даек. В дальнейшем объем информации о геологическом строении и форме проявления кольцевых даек в магматических комплексах пополнялся различными исследователями во многих частях земного шара. Наряду с работами обобщающего характера, освещающими закономерности формирования кольцевых структур и механизм их образования (Е.М. Андерсон, Дж.Е. Ричи, Р.В. Бемеллен, Н.А. Елисеев, А.А. Полканов, Ф. Дикси, М.С. Гарсон, А.В. Авдеев, А.И. Суворов, А.А. Абдуллин, К.А. Абдурахманов, Г.Т. Скублов, Е.В. Свешникова, Л.Н. Шарпенюк), появилось много работ, рассматривающих геологическое строение кольцевых структур в Казахстане (В.Ф. Беспалов, В.К. Мониц, К.И. Дворцова, Л.Н. Шарпенюк, Б.С. Зейлик, И.Л. Дорохов, Ю.В. Юнаковская, В.В. Донских и др.), в Южной Джунгарии (Г.М. Фремд), на Памире (Р.Б. Баратов и др.), в Яно-Колымской области — на хр. Сарычева (К.Н. Рудич), в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (В.Ф. Белый, М.А. Шлосберг, В.В. Ярмолюк), в Приморье (Г.М. Фремд, В.И. Рыбалко), на Камчатке (Ю.М. Стефанов, Б.И. Широкий), в Восточной Австралии (С.Д. Branch), в Африке (R. Jacobson, W. Mac-Leod, R. Blak, C. Stillman, K. Cox, D. Turner), в Северной Америке (H. Williams, T. Lovering, E. Goddard, I. Thomson, H. Williams, R. Smith, R. Bailey), в Норвегии (Neumann Else-Raguhid) и в других районах мира.

Дайки в кольцевых структурах, наряду с кольцевыми разломами, один из главных элементов их строения и являются производными ультраосновных, основных, кислых и щелочных магм. Кольцевые и линейные морфоструктуры в Казахстане, образуемые обычно дайками, специально рассматривались Г.З. Поповой (1966 г.), Н.В. Скубловой (1970 г.). Из всех работ монография Е.В. Свешниковой "Магматические комплексы центрального типа" наиболее полно отражает опубликованные исследователями данные по состоянию на 1973 г. Позднее, в 1979 г., Л.Н. Шарпенюк попыталась произвести дальнейшую типизацию магматогенных центрально-кольцевых структур, но применила для них неудачную терминологию, выделив "обращенные" и "необращенные" магматогенные центрально-кольцевые структуры. С.В. Порошин (1980 г.) все кольцевые структуры по данным дешифрирования космических снимков подразделил на четыре типа: планетарные (3000 км), гигантские (2000—400 км), крупные (400—60 км) и мелкие (до 60 км). Последние чрезвычайно широко развиты во многих районах нашей страны (Центральный и Восточный Казахстан, Средняя Азия, Западный Саян, Тува, Прибайкалье и Забайкалье, Кольский полуостров, Приморье, Кавказ, Прихотье, Камчатка, Чукотка, Анабарское и Алданское нагорья и др.). Они хорошо маркируются дайками и жилами. Он отмечает, что при диа-

метре кольцевых структур менее 10 км наблюдаются случаи прямого совпадения геологических контуров с контурами кольцевых структур. При диаметре кольцевых структур более 10 км геологические контуры в их пределах располагаются по сложным законам, отражающим особенности их строения.

А.А. Бухаров, рассмотрев в 1973 г. среднепротерозойские вулканогенные формации в истории Земли, пришел к выводу, что размеры докембрийских вулканотектонических структур в несколько раз больше современных. По нашему мнению, герцинские вулканотектонические структуры занимают промежуточное положение.

В Центральном Казахстане широкое развитие разновозрастных кольцевых структур было установлено в ходе геологической съемки в конце 50-х — начале 60-х годов. Тогда же появились и первые работы, в которых высказывались соображения относительно генезиса и механизма их образования и первые их классификационные подразделения.

Одним из первых элементов кольцевого строения обнаружил В.К. Монон (1948, 1957 гг.), позднее кольцевые структуры Казахстана в отдельных районах описывали В.С. Коптев-Дворников, Л.Г. Никитина, М.В. Тащина, Е.Р. Семенова-Тяньшанская, Д.В. Голубятников, К.Б. и В.В. Кежежинская, В.Г. Трифионов, А.В. Авдеев, Б.С. Зейлик, В.В. Коптева, В.Б. Мещерякова, В.Я. Кошкин, А.М. Стеркин, А.Ф. Ковалевский, М.Н. Щербакова, А.И. Суворов, Е.К. Альперович, М.К. Бахтеев, Б.Я. Журавлев, А.В. Кожев, В.С. Попов, И.Г. Щерба, С.Г. Самыгин, П.В. Ермолов, А.Э. Изох и многие другие.

В пределах кольцевых структур отчетливо наблюдается возрастная и пространственная связь вулканических, plutонических и постмагматических образований, однако характер этой связи до конца не изучен. На сегодня достаточно установленным фактом считается, что кольцевые структуры являются основной формой пространственного совмещения разновозрастных магматических образований.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ДАЕК В КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУРАХ КАЗАХСТАНА

Каргалинская кольцевая структура описана в северо-западной части Токрауской впадины, в зоне ее сочленения с Жаман-Сарьсуйским антиклинорием. В пределах Токрауской впадины размещение кольцевых структур контролировалось глубинными разломами и участками их пересечений. В каледонском обрамлении впадины кольцевые структуры развиты реже и локально. Начиная с 1920 г. различными аспектами геологического строения и металлогении этого района занимались Г.Д. Падалка, И.Б. Раховский, М.П. Русаков, М.И. Ваганов, И.С. Яговкин, Н.И. Наконник, А.С. Осипов, Г.П. Чепчев, П.П. Тихонов, С.С. Филатов и др., однако как кольцевая Каргалинская структура впервые выделена М.И. Александровой. Позднее, в 1964—1965 гг. В.Н. Ларин интерпретировал ее как кольцевую вулканоплутоническую позднегерцинского, преимущественно пермского возраста. Эта структура детально изучалась Г.Т. Скубловым.

Основным элементом структуры, как уже отмечала Л.Н. Шарпенко [40], является длительно развивающаяся мульда проседания, образованная вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями нижнего (каркалинская свита) и среднего (калмакэмельская свита) карбона и связанными с ними жерловинами и субвулканическими телами, осложненная серией разобценных наложенных вулканогенных мульд, выполненных породами среднего — верхнего карбона (керегетасская свита) или верхнего карбона — перми (архарлинская свита), включая их жерловые и субвулканические фации. По юго-западному обрамлению мульды развиты гранитоиды среднего карбона (топарский комплекс), с юга она оконтурена полукольцом гранитоидов среднего — верхнего карбона (кокдомбакский комплекс), а в ее северо-восточной части обнажаются выходы гранитов верхнего карбона — нижней перми (калдырминский комплекс) и перми (акчатауский комплекс). Все группы пород обнаруживают сложные соотношения с развитыми в пределах структуры разновременными дайками, имеющими как линейную, так и кольцевую форму, причем одна из кольцевых систем трещин обрамляет всю структуру почти целиком (рис. 13). Линейные дайки имеют главным образом северо-западное простирание, т.е. совпадают с наиболее развитой ориентировкой линейных разломов.

Каргалинская кольцевая структура имеет асимметричное строение и форму вытянутого в субширотном направлении овала с осями величиной 25 и 35 км. Общая асимметричность структуры подтверждена в 1970 г. Н.Г. Скубловой по изолиниям поверхности тренда морфоструктур.

Фундаментом для этой структуры служат отложения нижнего отдела силура (полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями известковистых разностей и линзами известняков) и фаменского яруса девона (туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туффиты, тонкослоистые известковистые и кремнистые алевролиты). Эти отложения обрамляют рассматриваемую структуру с северо-запада, запада и юга.

Изучение нами возрастных взаимоотношений дайковых пород в пределах кольцевой структуры показало, что образование их было многоэтапным. При образовании дайковых пород магматическими расплавами выполнялись как кольцевые, так и линейные системы трещин.

В Каргалинской кольцевой структуре (рис. 14) наиболее развиты дайки плутонических комплексов; значительно реже встречаются субвулканические дайки вулканогенного комплекса. Некоторые кольцевые дайки имеют признаки вулканических и плутонических комплексов.

Разделение дайковых пород вулканогенных комплексов было проведено по совокупности геолого-петрографических признаков.

1. Тесная пространственная связь дайковых образований с породами вулканогенных комплексов, которые предшествуют формированию даек и комагматичны им.

2. Подобие состава близких по времени образования вулкаников и даек.

3. Особенности строения пород, слагающих дайки. В частности, для дайковых пород кислого состава, связанных с вулканогенными комп-

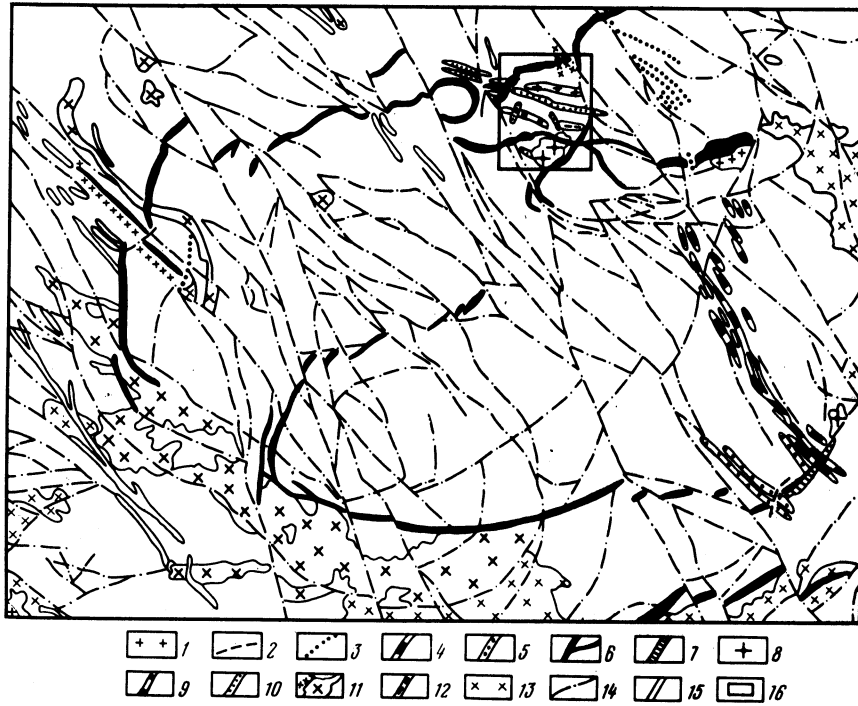


Рис. 13. Схема размещения гранитоидов и дайковых пород в Каргалинской кольцевой структуре (составлена С.В. Ефремовой по материалам Г.Т. Скублова и др. и личным наблюдениям).

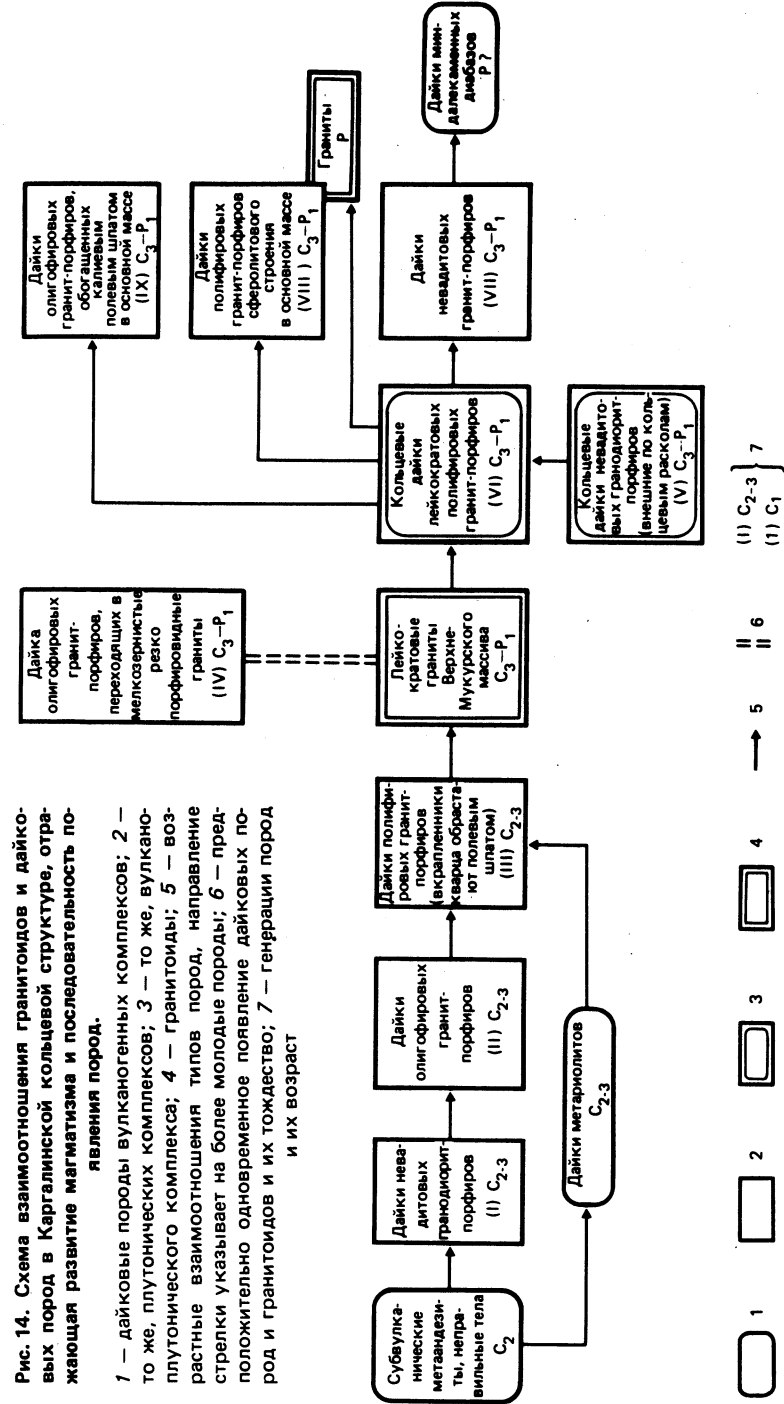
1 — граниты (пермские); 2 — дайки диабазовых порфиритов (пермские?); 3 — дайки олигофиловых гранит-порфиров (C_3-P_1); 4 — дайки полифиловых (псевдосферолитовых) гранит-порфиров (C_3-P_1); 5 — дайки невадитовых гранит-порфиров (C_3-P_1); 6 — дайки полифиловых (лейкократовых) гранит-порфиров (C_3-P_1); 7 — гранодиорит-порфиры (C_3-P_1); 8 — олигофиловые гранит-порфиры с переходами до мелкозернистых резкопорфировидных гранитов, среднезернистые граниты Верхне-Мукурского массива (C_3-P_1); 9 — полифиловые гранит-порфиры (C_{2-3}); 10 — олигофиловые гранит-порфиры (C_{2-3}); 11 — гранодиорит-порфиры, гранодиориты, кварцевые диориты (C_{2-3}); 12 — порфириновые метариолиты (C_{2-3}); 13 — гранодиориты, монзониты (C_2); 14 — разрывные нарушения; 15 — дайки, не охваченные исследованиями автора во время проведения полевых работ; 16 — участок детализации (см. рис. 36)

лексами, характерны однородная структура и обычно массивная текстура в пределах одного тела независимо от его формы (дайкообразное или неправильное). Для средних и основных пород типичны постепенные переходы от более плотных стекловатых (эндоконтакты) к более зернистым (центральные части даек) породам, а в диабазовых дайках кроме того проявлено и миндалекаменное строение.

4. Одинаковая степень проявления сходных по характеру вторичных изменений, а также идентичная интенсивность перекристаллизации стек-

Рис. 14. Схема взаимоотношения гранитоидов и дайковых пород в Каргалинской кольцевой структуре, отражающая развитие магматизма и последовательность появления пород.

1 — дайковые породы вулканогенных комплексов; 2 — то же, плутонических комплексов; 3 — то же, вулканоплутонического комплекса; 4 — гранитоиды; 5 — возростные взаимоотношения типов пород, направление стрелки указывает на более молодые породы; 6 — предположительно одновременное появление дайковых пород и гранитоидов и их тождество; 7 — генерации пород и их возраст



ловатых разностей вулканогенных пород и связанных с ними даек (перекристаллизация стекла — с появлением в порфировых риолитах вторичных сферолитовых структур обычно увеличивается с глубиной).

5. Широкое развитие в дайках вулканогенных комплексов опацизированных биотитов и амфиболов, что не характерно для даек, связанных с плутонами гранитоидов.

6. Минералогические признаки неравновесных условий кристаллизации при общей обедненности летучими. К их числу относятся: появление пироксена вместо роговой обманки, ритмичная зональность плагиоклаза, отсутствие реакционных взаимоотношений между минералами основной массы и другие.

Из даек, изученных нами, типичные черты вулканогенных комплексов обнаруживают единичные дайки порфировых риолитов и дайки миндалекаменных диабазов.

Дайковые породы, связанные с плутоническими комплексами, помимо сходства состава с последними, во всех случаях имеют типичные полнокристаллические структуры вплоть до эндоконтактовых частей даек, которые отчетливо проявлены во всех телах независимо от состава слагающих их пород и ширина которых находится в прямой зависимости от мощности дайковых тел.

В некоторых кольцевых дайках наблюдаются переходы пород от типичных плутонических в центральных частях даек до близких к вулканическим к эндоконтактам (подобное явление обнаружено в наиболее ранних кольцевых дайках). Такие соотношения пород могут служить критерием для отнесения этих даек и сопутствующих им образований к вулканоплутоническим. Подобные соотношения возможны, когда кристаллизация магмы происходила в близповерхностных условиях и отдельные системы трещин были доступны для внедрения магм практически до дневной поверхности.

Л.Н. Шарпенко [40] все дайки Каргалинской кольцевой структуры рассматривает как самостоятельные дайковые комплексы нескольких возрастов.

Дайки плутонических комплексов образуют три разновозрастные генетические группы пород (см. рис. 14). Одни из них (I—III генерации) образовались до гранитов $C_3 - P_1$ (калдырминских), о чем мы можем судить по появлению гранитных прожилков в ороговикованных полифировых гранит-порфирах (см. табл. III, 2), вторые (дайка IV генерации) — апофиза Мукурских гранитов, третьи (V—IX генерации) пересекают граниты $C_3 - P_1$ и в свою очередь срезаются и ороговиковываются более молодыми пермскими гранитами. Это дает основание выделять дайковые породы средне-позднекарбонového и позднекарбонového — раннепермского возраста.

Каждая генерация дайковых пород петрографически очень выдержана в пределах структуры, имеет определенное возрастное положение и отличается по внешнему облику, а иногда и по составу.

Наиболее интересные соотношения даек и других магматических проявлений наблюдаются в центральной части структуры. Они представлены

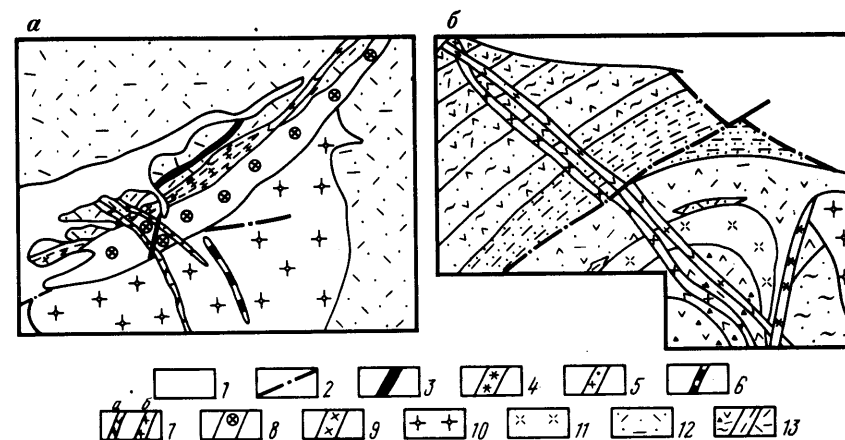


Рис. 15. Взаимоотношение дайковых пород в Каргалинской кольцевой структуре.

а — в юго-восточной части структуры; б — в северо-западной.

1 — современные отложения; 2 — линии тектонических нарушений; 3 — миндалекаменные диабазы; 4 — олигофировые гранит-порфиры (IX); 5 — невадитовые гранит-порфиры (VII); 6 — диорит-порфиры; 7 — лейкократовые полифировые гранит-порфиры (а), мелкозернистые неравномернозернистые порфировидные граниты (б); 8 — полифировые гранодиорит-порфиры (V); 9 — гранодиорит-порфиры (I); 10 — гранит-порфиры невадитовые (C_1 ?); 11 — автомагматические брекчии риолитов; 12 — туфы риолитов; 13 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и покровы риолитов, риодацитов и андезитов, кристаллокластические туфы риолитов (C_1 kr)

полифировыми до невадитовых гранодиорит-порфирами (I), пересечены олигофировыми гранит-порфирами (II), а последние — полифировыми гранит-порфирами (III). Полифировые гранит-порфиры (III), как и граниты Мукурского массива, прорваны кольцевыми дайками полифировых гранит-порфиров (VI), переходящими в центральных частях некоторых даек в гранодиорит-порфиры (особенно в участках широкого развития ксенолитов) и исключительно редко в мелкозернистые порфировидные меланократовые граниты.

В юго-восточной части кольцевой структуры (рис. 15, а) две субпараллельные дугообразные дайки невадитовых гранодиорит-порфиров (VI) и полифировых гранит-порфиров (VII), переходящих к центральной части даек в тонкозернистые неравномернозернистые граниты, пересечены линейными дайками невадитовых гранит-порфиров (VII). Дайка невадитовых гранодиорит-порфиров, кроме того, несколько севернее пересечена олигофировыми гранит-порфирами (IX). Невадитовые гранит-порфиры (V, VII) пересекаются также одной из даек миндалекаменных диабазов.

В северо-западной части кольцевой структуры (рис. 15, б) среди автомагматических брекчии дацитового состава (C_{2-3}) наблюдалось пересечение невадитовых гранодиорит-порфиров (II) полифировыми гранит-порфирами (VI), а последних — олигофировыми гранит-порфирами (IX).

Наблюдается интересная закономерность в строении ранней кольцевой дайки невадитовых гранодиорит-порфиров (V генерация). В наиболее повышенных участках рельефа содержание вкрапленников колеблется от 40 до 47 % при содержании роговой обманки и биотита до 4–8 %; с глубиной меланократовость пород увеличивается (биотит и роговая обманка составляют 5 и 7 %) и наблюдается резкий переход в разновидности, содержащие до 70 % вкрапленников. Последние разновидности отвечают более глубоко эродированным участкам дугообразного дайкоподобного тела. Породы, особенно в центральных частях тел, где вкрапленники составляют до 70 %, содержат ксенолиты диоритового состава, в различной степени усвоенные магмой. В этих участках заметно больше цветных минералов.

Западный эндоконтакт дайкового тела срезан лейкократовыми полифировыми гранитами, в оставшейся центральной части гранодиорит-порфиры интенсивно милонитизированы (см. табл. III, е, ж). Здесь, судя по линейному распределению в этих участках биотита и искривлению его чешуек, хорошо видимому под микроскопом, вероятно, имели место и пластические деформации. В южной части этого тела процессы милонитизации выражены слабее, и наряду с дроблением имело место образование тектонических брекчий, напоминающих эксплозивные (см. табл. III, ж). Учитывая, что милонитизированные разновидности гранодиорит-порфиров отвечают внутренним частям дайковых тел, а в западном эндоконтакте они срезаются лейкократовыми полифировыми гранит-порфирами, можно утверждать, что внедрение последних имело место по тем же кольцевым разломам в момент их обновления.

Радиологический возраст невадитовых гранодиорит-порфиров в юго-восточной части кольцевой структуры, судя по единичным определениям калиево-аргоновым методом по биотиту, не противоречит наблюдаемым геологическим соотношениям. Так, для хлоритизированного биотита, выделенного из пород зоны эндоконтакта дайки, получен возраст 298 ± 15 млн. лет, в то время как по хлоритизированному биотиту из пород центральной части этой же дайки определен возраст 320 ± 15 млн. лет. Учитывая, что гранодиорит-порфиры центральной части кольцевой дайки более гибридные, чем краевые ее части, можно предполагать, что процессы гибридности обусловили более "древние" цифры возраста для ее центральной части.

Пространственное размещение дайковых пород, как и геологические их соотношения, показывают, что в районе Каргалинской кольцевой структуры в герцинский тектоно-магматический этап происходило приоткрытие многочисленных трещин и выполнение их магмами разнообразного состава. Дайки являлись постоянными спутниками как вулканогенных, так и плутонических комплексов, причем в момент формирования последних они наиболее многочисленны. В среднекарбонное время при формировании дайковых пород (субвулканические дайки) выполнялись главным образом линейные системы трещин, в средне-позднекарбонное — дугообразные и близкие к радиальным, в позднекарбонное — после образования гранитов — наблюдались внедрения магм в некоторых

участках кольцевых трещин в краях Каргалинской структуры и выполнение их магмами, давшими дугообразные дайки гранодиорит-порфиров (V). Вскоре, по-видимому, произошло обновление кольцевого разлома, обрамляющего структуру, и появление многочисленных трещин как кольцевой, так и неправильной формы, особенно в северной части структуры, и выполнение их повсеместно магмой, закристаллизовавшейся в виде лейкократовых полифировых гранит-порфиров (VI). Этот тип пород в кольцевых дайках и более поздние дайки гранит-порфиров (VII, VIII, IX генерации) имеют много сходных петрографо-геохимических черт с Верхне-Мукурским ($C_3 - P_1$) гранитоидным интрузивом, причем наиболее часто лейкократовые гранит-порфиры встречаются в районе Верхне-Мукурского массива, где эти дайки образуют не только крупную кольцевую дайку (дайка внутренней зоны кольцевой структуры), но и кольцевые дайки II порядка.

Гранитоидные магмы внедрялись и в разнонаправленные системы трещин, что приводило к появлению сложных по конфигурации даек, центральные части которых в раздувах сложены гранитами, т.е. в этих участках можно предполагать наличие на глубине крупного гранитного интрузива.

Улькен-Каракууская кольцевая структура. Эта структура описана исследователями в северной части Токрауского синклинория в месте сочленения его с Жаман-Сарысуйским антиклинорием.

В изучении этого района принимали участие Г.Л. Падалка, Е.Д. Шлыгин, М.В. Тащинина и А.Г. Тимофеев, В.А. Чивжель и А.В. Воронкова, К.А. Рачковская и Г.Н. Дорошкевич, П.П. Зотов, В.Ф. Беспалов и др. Как кольцевая верхнепалеозойская структура она была впервые описана в 1946 г. В.А. Чивжель и А.В. Воронковой. Специально ее изучением занимались В.Ф. Николаев, Н.А. Воробьев и В.С. Малахов, А. Тарасенков, М.М. Уколов, а позднее наша петрографическая группа совместно с геологами тематической партии ЦКГУ. Представления отдельных исследователей о ее геологическом строении нашли отражение в монографиях Е.В. Свешниковой (1973 г., рис. 47, е), Л.Н. Шарпенко [40, рис. 24] и В.В. Донских и др. [13].

Главными элементами кольцевой структуры являются (рис. 16):

- 1) вулканогенная мульда, образованная вулканогенно-осадочными породами (каркаралинская — C_1 кр, калмакэмельская — C_2 кл свиты);
- 2) некки порфировых риолитов раннекарбонного возраста;
- 3) расположенные по обрамлению мульды гранитоиды C_1 (Балхашский комплекс), субвулканические тела C_2 (калмакэмельская свита), гранитоиды C_{2-3} (кокдомбакский комплекс);
- 4) крупное тело автомагматических брекчий в центральной части структуры (P_1);
- 5) кольцевая дайка порфировидных гранитов (P_1), имеющая вертикальные или крутопадающие контакты (к центру структуры), обладающие переходами к эндоконтактам в невадитовые гранит-порфиры;
- 6) неполнокольцевая система даек гранит-порфиров двух генераций как результат выполнения гранитоидным расплавом конических и вертикальных трещин;
- 7) Западный и Центральный интрузивы гранитов (P), секущие кольцевые системы да-

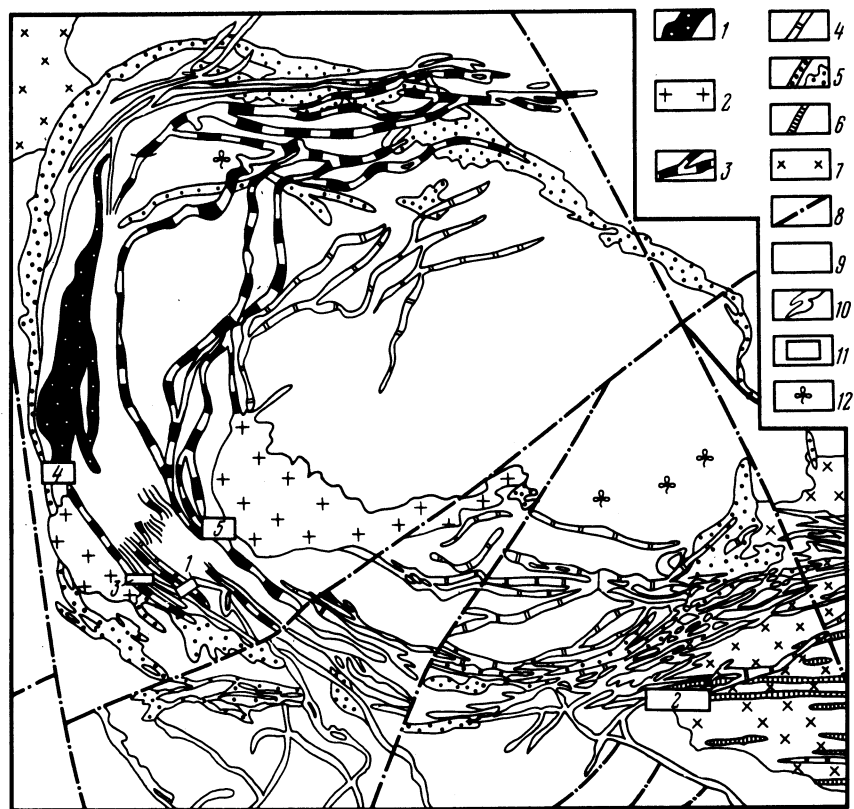


Рис. 16. Схема размещения гранитоидов и дайковых пород в Улькен-Каракууской кольцевой структуре с учетом их структурно-петрографических типов и наблюдаемых геологических соотношений (составлена С.В. Ефремовой в 1970 г. по личным наблюдениям, данным Л.Н. Шарпенюк, Н.А. Воробьева, В.С. Малахова, А.М. Тарасенкова и др. Схема дополнена материалами А.М. Курчавова).

1 — невадитовые гранит-порфиры (IX); 2 — аляскиты (P); 3 — полифоровые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры (VII, P); 4 — полифоровые (фельзитовые) гранит-порфиры (VI, P); 5 — невадитовые гранит-порфиры (V, P); 6 — диориты, гранодиорит-порфиры (C₁); 7 — гранодиориты (C₁); 8 — разломы; 9 — породы, вмещающие интрузивы и дайки (C₁, K₁, P₁); 10 — дайки, не охваченные исследованиями автора; 11 — участки детальных зарисовок (см. рис. 18, 20); 12 — местонахождения детрита и определяемой флоры (пермь) собранной А.М. Курчавовым и др.

ек; 8) дугообразной формы дайки гранит-порфиоров в западной части структуры, пересекающие граниты P.

Эта кольцевая структура слегка вытянута в северо-западном направлении и имеет отчетливо выраженное асимметричное геологическое строение. Ее размеры 18,5 × 20 км.

Наиболее древними образованиями, развитыми только в северной части структуры, являются интенсивно смятые в складки серовато-зеле-

ные аркозовые и полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и алевролитами. Большинство геологов, изучавших этот район, рассматривают их как силурийские (за исключением В.И. Яговкина, который относил их к раннему—среднему девону).

На этих отложениях с резким угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные отложения среднего и кислого состава, которые слагают вулканогенную мульду, по размерам почти совпадающую с выделяемой кольцевой структурой. Разрез вулканогенно-осадочных отложений достаточно однороден, поэтому выделение в его пределах отдельных свит, установление их границ, объема и геологического возраста в значительной степени затруднено и не имеет однозначной трактовки. В.Ф. Беспалов выделяет их в архарлинскую свиту верхнего карбона, В.И. Яговкин, М.В. Ташнина и другие относят их к каркаралинской свите нижнего карбона, выделяя самую верхнюю толщу кислых эффузивов условно в керегетасскую свиту (C₂₋₃ kg), Н.И. Воробьев и В.С. Малахов расчленяют эти отложения на пять свит: каркаралинскую, калмакзельскую, керегетасскую, архарлинскую, кызылкинскую. А.М. Тарасенков, проводивший исследования в северной части структуры, выделяет среди наблюдаемых им эффузивов каркаралинскую и кызылкинскую свиты. В настоящее время А.М. Курчавов на основании находок флоры перми доказывает для большинства вулканитов пермский возраст. Такое несовершенство стратиграфии Улькен-Каракуу, естественно, затрудняет решение многих вопросов.

Как и в других кольцевых структурах, в пределах Улькен-Каракууской кольцевой структуры дайковые породы широко развиты. Они связаны с вулканогенными, плутоническими и вулканоплутоническими комплексами. Первые из них имеют ограниченное развитие. В пределах кольцевой структуры наблюдаются сложные взаимоотношения даек (рис. 17). К дайковым породам вулканогенных комплексов нами отнесены миндалекаменные диабазы в гранодиоритах C₁ (балхашский комплекс), флюидалные порфировые риолиты, секущие петрографически тождественные им некки, а также дайки сферолитовых риолитов, наблюдаемые среди самых молодых вулканогенных пород района (P₁). Если дайки вулканогенных комплексов в Улькен-Каракууской структуре только линейные, то дайки плутонических и вулканоплутонических комплексов как линейные, так и кольцевые, причем последние появились до формирования пермских (акчатауский комплекс) гранитов.

Из всех типов даек, наблюдаемых в пределах рассматриваемого района, наибольшее внимание исследователей привлекали кольцевые дайки гранит-порфиоров. Так, М.В. Ташнина и А.Г. Тимофеев (1938 г.) отмечали развитие в горах Улькен-Каракуу даек гранит-порфиоров и сиенит-порфиоров. В.А. Чивжель и А.В. Воронков (данные 1946 г.) отмечали дайки порфировидных гранитов и гранит-порфиоров. Они же первые установили наличие кольцевой и центральной интрузий, и что в центральной части гор Улькен-Каракуу интрузия мелкозернистых гранитов пересекает кольцевую и ее контакт с вмещающими породами близок к вертикальному. П.П. Зотов (1948 г.) считал, что гранит-порфиры кольцевой интрузии

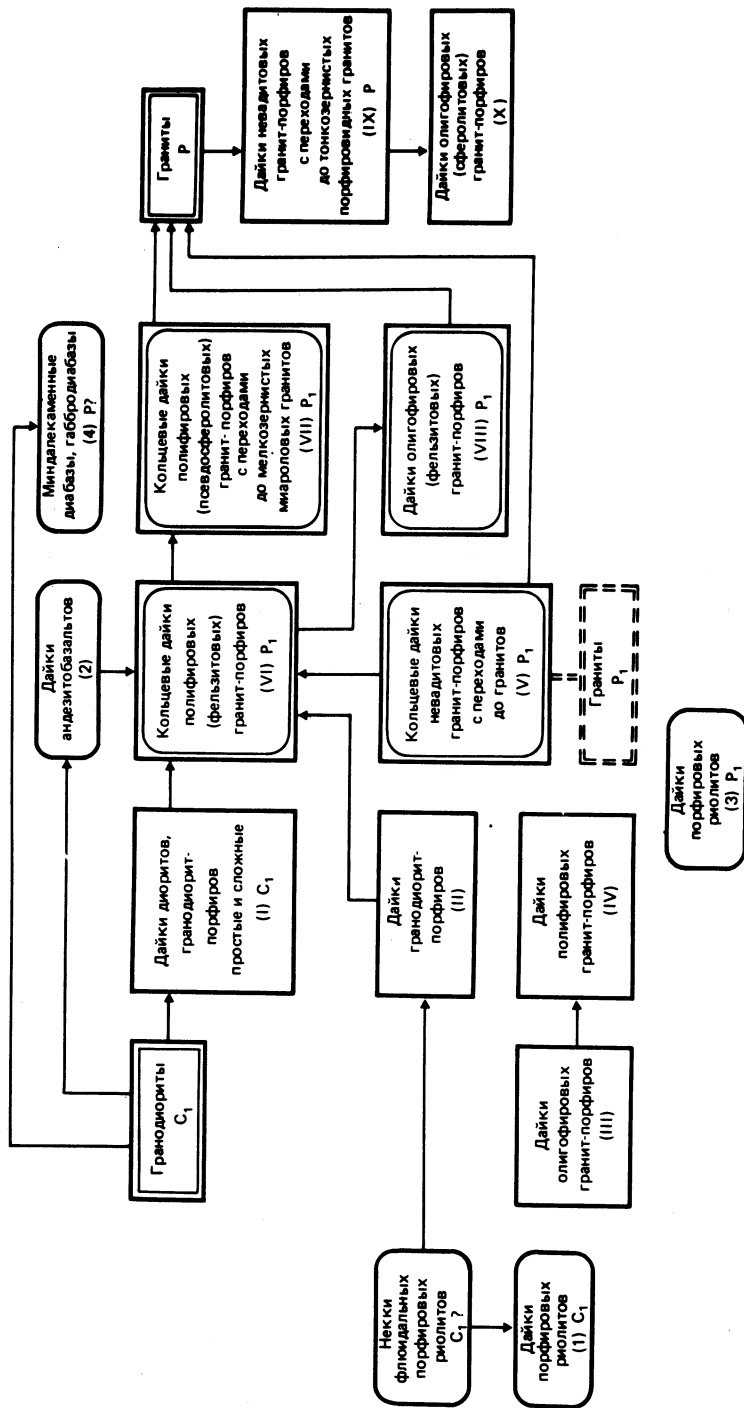


Рис. 17. Схема взаимоотношений гранитоидов и дайковых пород в Улькен-Каракууской кольцевой структуре, отражающая развитие магматизма и последовательность появления пород. Условные обозначения см. на рис. 14

зии и граниты центральной интрузии являются разновозрастными образованиями. В.А. Чивжель и А.В. Воронкова, а позднее К.А. Рачковская и Г.Н. Дорошкевич (1948 г.) кольцевые дайки гранит-порфиров относили к позднекарбонному, а В.Ф. Беспалов (1958 г.) одни участки кольцевой интрузии датировал как поздний карбон, другие — как ранняя пермь. Некоторые исследователи, как отмечала Е.В. Свешникова (1973 г.), подчеркивали более раннее образование кольцевых даек гранит-порфиров по сравнению с гранитами и указывали, что внешне гранит-порфиры кольцевых даек и породы верхней толщи (порфировые риолиты и их туфы) местами настолько похожи, что отличить их весьма затруднительно. Они же установили выклинивание некоторых даек по вертикали и наличие кольцевых даек гранит-порфиров не менее двух генераций.

Н.А. Воробьев и В.С. Малахов, проводя геологосъемочные работы в южной части структуры, кроме даек гранит-порфиров, пересекающихся пермскими гранитами, выделили и более молодые дайки, секущие эти граниты. Эти соотношения были подтверждены нами во время совместных работ. Л.Н. Шарпенко [40] почти каждую возрастную группу даек считает самостоятельным комплексом.

Переходя к описанию прослеженных нами возрастных взаимоотношений дайковых пород в пределах Улькен-Каракууской кольцевой структуры, отметим, что последовательность появления даек оказалась более сложной (см. рис. 16), чем это считалось ранее, состав даек менее разнообразен, чем в других структурах, в то же время некоторые кольцевые дайки гранит-порфиров обладают рядом специфических особенностей, резко отличающих их от кольцевых даек гранит-порфиров других структур.

Наиболее древними дайковыми породами Улькен-Каракууской кольцевой структуры являются линейные дайки порфировых метариолитов, встреченные в одном из некков метариолитов (C_1) в северной части структуры.

К следующей возрастной группе следует относить линейные дайки диоритов и гранодиорит-порфиров. Они встречены в гранодиоритовом (раннекарбонном) плутоне в юго-восточной части структуры и пересечены кольцевыми дайками полифировых (фельзитовых) гранит-порфиров. Последние пересекают и дайки миндалекаменных порфировых андезитобазальтов. Кроме того, в гранодиоритах встречены единичные дайки габбродиабазов, диабазов и диабазовых порфиритов.

В северо-восточной части района две генерации даек гранит-порфиров, залегающих среди песчано-сланцевых толщ силура, срезаются кольцевой дайкой мелкозернистых резкопорфировидных гранитов, переходящих в эндоконтактах к невадитовым гранит-порфирам. В западной части структуры одна из даек гранодиорит-порфиров пересекает некок флюидальных порфировых риолитов, а сама пересекается полифировыми (фельзитовыми) гранит-порфирами. Флюидальные порфировые риолиты (1), вероятно, следует связывать с раннекарбонным вулканизмом, а диориты (II), гранодиорит-порфиры (III) и гранит-порфиры (III, IV) среди песчано-сланцевых толщ силура — с раннекарбонными гранитоидами.

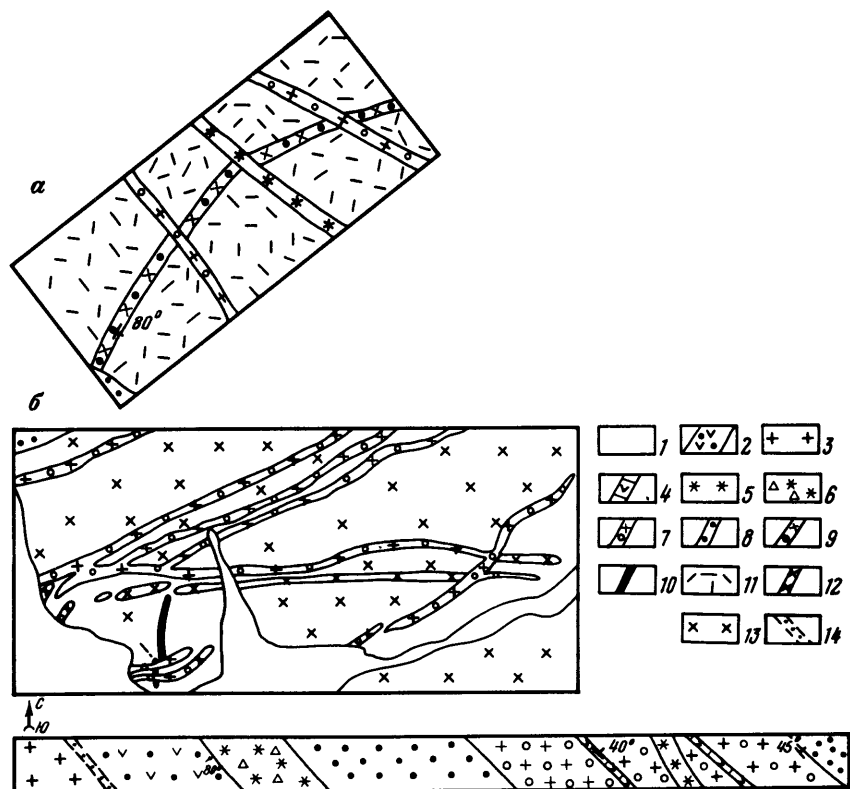


Рис. 18. Возрастные взаимоотношения дайковых пород в Улькен-Каракууской структуре

a — участок восточнее Западного гранитного массива (участок 1 на рис. 16), *б* — юго-восточная часть структуры (участок 2 на рис. 16); *в* — восточный эндоконтакт Западного гранитного массива (участок 3 на рис. 16);

1 — современные отложения; 2 — невадитовые гранит-порфиры (IX); 3 — граниты Западного массива; 4 — олигофировые гранит-порфиры (VIII); 5 — полифировые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры (VII); 6 — то же, раздробленное до милонитов; 7 — полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры (VI); 8 — невадитовые гранит-порфиры (V); 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — андезит-базальты (C_{2-3} ?); 11 — порфиоровые риолиты; 12 — дайки мелкозернистых диоритов (C_1); 13 — гранодиориты (C_1); 14 — тектонический контакт

Вопрос о принадлежности миндалекаменных андезитобазальтов (2) к конкретным вулканогенным комплексам на данной стадии изучения не может быть решен. Они условно отнесены к C_{2-3} . Кроме того, в гранитоидах C_1 наблюдаются дайки габбродиабазов, вероятно, пермского возраста. Наибольшее количество даек гранит-порфиров (V–VIII) генерации связано с магматизмом P_1 (см. рис. 17). Возрастные взаимоотношения гранит-порфиров V, VI, VIII генерации наблюдались в юго-западной части кольцевой структуры (рис. 18), а VI, VII — в 1 км севернее. V и VI

генерации дайковых пород срезаются пермскими гранитами (см. рис. 16). После внедрения пермских гранитов имело место двукратное появление даек гранит-порфиров (IX, X генерации). Первые из них наблюдаются среди эффузивных толщ C_1 и в гранитах Западного и Центрального массивов P_1 , а вторые пересекают гранит-порфиры (IX) за пределами Западного гранитного массива в 4 км севернее. Облик дайковых пород, характер контактов некоторых возрастных групп в штуфах и шлифах иллюстрируют табл. V, VI. Наблюдаются широкие колебания текстур в дайках.

Невадитовые гранит-порфиры (V) в мощных дайках к центру переходят в граниты. При этом все разновидности пород от гранитов до гранит-порфиров наблюдаются на одном эрозионном срезе и изучение таких даек дает возможность более обоснованно определять условия формирования кольцевых даек.

В северном обрамлении кольцевой структуры центральная часть кольцевой дайки сложена мелкозернистыми резкопорфировидными гранитами, а эндоконтакты невадитовыми гранит-порфирами (V). В западной части структуры это крупное дайкообразное тело разветвляется на ряд более мелких, мощностью 20 м, сложенных только невадитовыми гранит-порфирами. На юго-западе и юге мелкие тела вновь переходят в более мощные, а иногда и неправильной формы тела (мощностью от 50 м и более), сложенные породами, подобными тем, что развиты в северной части структуры. Юго-восточнее это дайковое тело образует раздвиг мощностью до 2 км. Падение его к центру структуры под углами $55-70^\circ$ иногда 80° . В наиболее пониженных участках местности центральная его часть сложена среднезернистыми неравнозернистыми гранитами; выше по склону к висячему эндоконтакту, через 20 м, зернистость пород несколько уменьшается, и они постепенно (в интервале 1–2 м) переходят в тонкозернистые резкопорфировидные граниты. Эти породы обладают типичной для гранитов главных интрузивных фаций отдельностью. Еще выше по склону, через 8 м, тонкозернистые порфировидные граниты постепенно переходят в невадитовые гранит-порфиры, а последние во флюидалные (фиолетовые) олигофировые гранит-порфиры (зона мощностью 1 м) с переходами до риолитов (?). В лежащем эндоконтакте этого тела на границе с гранодиоритами (C_1) наблюдались невадитовые гранит-порфиры, переходящие далее от контакта постепенно, в интервале 2 м, в тонкозернистые порфировидные граниты.

В одном из участков это кольцевое тело было зартировано вкрест простирания О.И. Яшухиным и Е.В. Негрей (рис. 19). Ими установлено, что центральная часть тела сложена розовато-серыми среднезернистыми, равномернозернистыми аляскитами с небольшим количеством мелких миарол. В краевых частях этого тела порода приобретает мелкозернистое резкопорфировидное строение. Порфировидные выделения представлены крупными (до 1 см) короткопризматическими кристаллами буровато-красного, часто сильно альбитизированного по периферии, калиевого полевого шпата. Макроскопически видимый кварц почти исчезает. Наблюдаются лишь единичные мелкие порфировидные выделения его

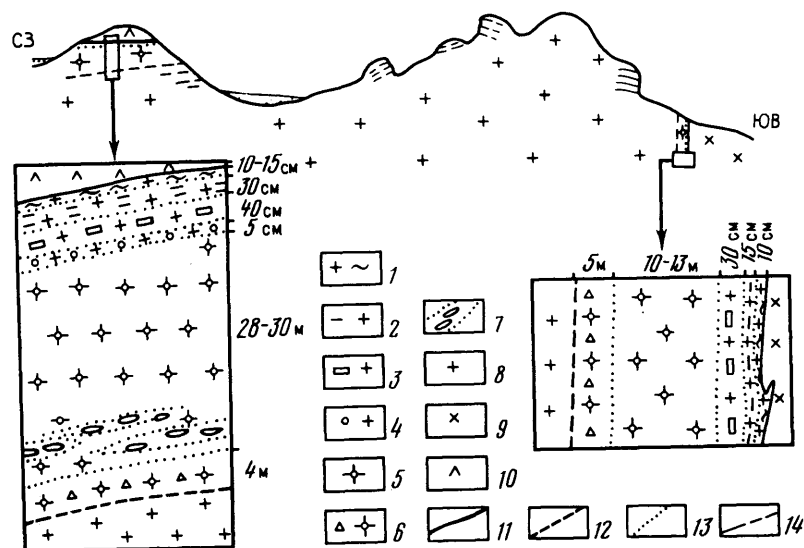


Рис. 19. Улькен-Каракууская структура. Разрез кольцевого интрузива (V) в юго-восточной наиболее мощной его части (составили О.И. Яшухин и Е.В. Негрей).

1 — фиолетовая разновидность (в пологом контакте флюидальные) гранит-порфиры; 2 — гранит-порфиры с мелкими порфировыми выделениями калиево-натриевого полевого шпата и кварца; 3 — гранит-порфиры с крупными выделениями калиево-натриевого полевого шпата и кварца с аплитовидной основной массой; 4 — гранит-порфиры, обогащенные кварцем; 5 — кварцевые сиенит-порфиры; 6 — миароловые кварцевые сиенит-порфиры; 7 — зоны с метасоматическим кварцем; 8 — аляскиты центральной части кольцевого интрузива; 9 — гранодиориты раннекарбонные (Балхашский комплекс); 10 — метаандезиты (C_1); 11 — интрузивные контакты; 12 — фациальные границы; 13 — границы разновидностей пород фации эндоконтакта; 14 — пологие трещины отдельности

и порода отвечает кварцевому сиенит-порфиру. Ширина такой зоны достигает 30–35 м. Переход от среднезернистых аляскитов к кварцевым сиенит-порфирам осуществляется на расстоянии 1,5–2 см. Далее к контакту с вмещающими породами в пределах 4–5 м от контакта наблюдается большое количество мелких миарол, обычно выполненных кварцем и в меньшей степени эпидотом и хлоритом. Дальше от переходной зоны содержание миарол в породах резко уменьшается. Местами в них появляются параллельные контактам зоны обогащения кварцем, который образует крупные (до 1 см) неправильные, сильно вытянутые вдоль простирания зоны, часто ветвистые обособления светло-серого цвета. Далее в полосе шириной до 1 м, непосредственно примыкающей к вмещающим эффузивам, в породе интрузива вновь появляется большое количество порфировидных выделений, которые представляются здесь калиево-натриевым полевым шпатом и кварцем в равной степени. Порода в пределах этой полосы приобретает облик невадитовых, а затем через полифировые переходит в олигофировые гранит-порфиры. Размер порфировидных выделений по приближению к контактам постепенно уменьшается от 2–5 мм до 1–3 мм. Также уменьшается и зернистость основной мас-

сы. Около самого контакта, в примыкающей полосе шириной до 10–15 см, порода постепенно приобретает все более густой фиолетовый цвет, а основная масса становится скрытозернистой. Местами появляется параллельная контактам тонкая флюиальность. Все вышеперечисленные переходные разновидности и их мощности характерны для пологих контактов интрузива. В участках крутых контактов суммарная ширина переходной зоны от среднезернистых аляскитов до контакта не превышает 15–18 м и из разреза вышеперечисленных фациальных разновидностей выпадает флюиальная.

В экзоконтактовой зоне Западного массива (типичного многофазного плутона пермских гранитов) в гранит-порфирах встречены единичные прожилки (апофизы) мелкозернистых равномернозернистых гранитов (см. табл. VII, а), вероятно, принадлежащих пермскому интрузиву, еще не вскрытому эрозией. В зоне непосредственного контакта с пермскими гранитами (в юго-восточном его экзоконтакте) в невадитовых гранит-порфирах наблюдались инъекции мелкозернистых равномернозернистых пегматоидных резкопорфировидных гранитов и тонкозернистых аплитовидных гранитов. Здесь же в гранит-порфирах наблюдаются новообразование калиево-натриевого полевого шпата и перекристаллизация пород с образованием гранитоподобных (гранитизированных) пород.

В юго-восточной части района в эндоконтактовой зоне Центрального массива также развиты прожилки пермских гранитов, которые секут (см. табл. VII, б) невадитовые гранит-порфиры.

Переход в кольцевых дайках гранит-порфиров внешней зоны (рис. 20, а) от типичных среднезернистых разновидностей гранитов к мелкозернистым резкопорфировидным гранитам, а затем к невадитовым гранит-порфирам (до полифировых и олигофировых разновидностей) дает основание предполагать переохлаждение магм к эндоконтактам и близповерхностное (иногда достигают земной поверхности) образование этих дайковых пород.

Эти же признаки проявлены в дайках полифировых (фельзитовых) и псевдосферолитовых гранит-порфиров. Дайки полифировых (сферолитовых) гранит-порфиров появились позднее, чем породы кольцевой дайки внешней зоны (V) и секущих ее даек полифировых (фельзитовых) гранит-порфиров (VI), а граниты центрального интрузива срезают их (см. рис. 16). По месту своего проявления в интрузивном процессе они отвечают жильным гранитам и имеют постепенные переходы в местах раздувов в типичные мелкозернистые пегматоидные (миароловые) граниты (см. рис. 20, б).

Петрографические особенности этих дайковых пород (появление полифировых гранит-порфиров с псевдосферолитовыми структурами основной массы) указывают на отчетливое переохлаждение, магм, приводящее к появлению псевдосферолитовых структур. Более благоприятные условия были в более крупных неправильной формы телах, где вместо гранит-порфиров появлялись мелкозернистые миароловые граниты.

Таким образом, породы кольцевых даек — невадитовые (V), полифировые (VI, VII) гранит-порфиры — мы рассматриваем как вышедшие в надинтрузивную зону малоглубинные кольцевые инъекции магмы, пере-

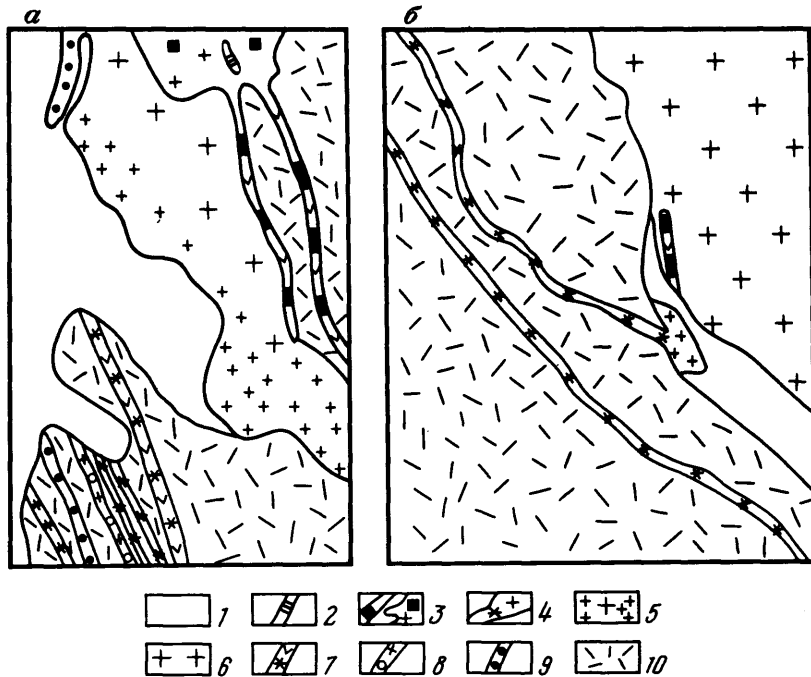


Рис. 20. Характер взаимоотношений дайковых пород и гранитов Улькен-Каракууской кольцевой структуры.

а — в западной части структуры (участок 4 на рис. 16); б — в западном экзо-эндоконтакте Центрального (P) гранитного массива (участок 5 на рис. 16)

1 — современные отложения; 2 — олигофиновые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры (X); 3 — невадитовые гранит-порфиры, переходящие к центральным частям тела в резкопорфировидные и неравномернозернистые (мелкозернистые) граниты (в участках увеличенной мощности (IX)); 4 — мелкозернистые пегматоидные граниты, переходящие вверх по разрезу в полифиновые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры (VII); 5 — среднезернистые, часто миароловые граниты (P); 6 — крупнозернистые равномернозернистые граниты (P); 7 — полифиновые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры (VII); 8 — полифиновые (фельзитовые) гранит-порфиры (VI); 9 — невадитовые гранит-порфиры (V); 10 — порфиновые риолиты и их туфы (P₁)

ходящие с глубиной, вероятно, в крупный интрузив. Петрографические особенности этих инъекций, как будет показано ниже, отвечают обычным закономерно изменяющимся признакам пород различных фаз многофазных интрузивов. Судя по типам пород (появление зернистых разновидностей), слабо выраженному контактовому метаморфизму вмещающих пород (слабая их биотитизация), крупный интрузив залегает на глубине не менее 0,4 км. Срезание типичных вулканических даек подобными образованиями, несущими все признаки вулканоплутонических, дает осно-

вание выделять в пределах Улькен-Каракууской кольцевой структуры вулканоплутонический комплекс.

Как видно из геологического описания, дайковые породы Улькен-Каракууской кольцевой структуры, связанные с вулканическими и плутоническими комплексами, имеют ограниченное развитие и более широко развиты дайки вулканоплутонического комплекса. Первые внедрились главным образом после раннего карбона — порфиновые метариолиты (1 генерация), порфиновые андезитобазальты, диабазы (2 генерация). Формирование вулканоплутонического комплекса, принимая во внимание последовательность появления и петрографический состав пород, наиболее вероятно происходило в три этапа.

1. Формирование гранодиоритов (топарский плутонический комплекс) заканчивалось внедрением диоритов, диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров. Возможно, в это же время появились олигофиновые (III) и полифиновые (II) гранит-порфиры в песчаниках и сланцах силура (точное возрастное положение их не ясно).

2. Проявление риолитового вулканизма, внедрение единичных даек риолитов, а затем крупного гранитного интрузива (P₁).

3. После внедрения Западного и Центрального (пермских) гранитных интрузивов отдельные участки структуры были приподняты, появились невадитовые гранит-порфиры до тонкозернистых порфировидных гранитов (IX) и олигофиновые (сферолитовые) гранит-порфиры (X), отвечающие по времени формирования более поздним дайкам.

Гранит-порфиры кольцевых даек (V—VII генерации), вероятно, являются апофизами последовательно развивавшихся фаз крупного еще не вскрытого в настоящее время интрузива; невадитовые гранит-порфиры, переходящие в более мощных дайках в мелкозернистые резкопорфировидные и среднезернистые граниты (V), по-видимому, апофизами гранитов интрузивной фазы; полифиновые (фельзитовые) гранит-порфиры (VI) — апофизами дополнительных интрузивов, а полифиновые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры (VII), переходящие в мелкозернистые миароловые граниты, судя по развитию в дайках характерных структур основной массы, — аналогами жильных гранитов. Все эти генерации дайковых пород создали в надинтрузивной зоне Улькен-Каракуускую кольцевую структуру купольного типа, в которой после многократных все более лейкратовых, главным образом кольцевых инъекций уже в тектонически иной обстановке появился пермский плутон гранитов.

Если учесть, что при внедрении типичных пермских гранитных интрузивов породы кольцевых даек ороговиковывались, то не исключено, что кольцевые интрузивы гранитов Улькен-Каракууской кольцевой структуры от типичных пермских плутонов отделены достаточным интервалом времени (до полного их охлаждения), хотя во времени они появлялись позднее, чем кольцевые интрузивы Каргалинской структуры, т.е. раннепермский возраст кольцевых даек Улькен-Каракуу вполне реален. Об этом мы можем судить по наличию единичных даек полифиновых (с псевдосферолитомикрографической основной массой) гранит-порфиров, секущих кольцевые дайки полифиновых лейкратовых гранит-порфи-

ров в Каргалинской структуре, которые по своим петрографическим особенностям близки кольцевым дайкам полифировых (псевдосферолитовых) гранит-порфиоров Улькен-Каракууской кольцевой структуры.

Дайки олигофировых гранит-порфиоров (VIII генерация), вероятно, связаны с нескрытым крупным интрузивом.

Наблюдаемые типы пород в кольцевых дайках и дайках в пермских гранитах дают основание говорить о формировании пород в условиях резкого переохлаждения магм в зонах эндоконтактов (V) с иным режимом кислорода (преобладание фиолетовых окрасок пород), чем при формировании кольцевых даек Каргалинской структуры (розовые окраски пород).

Заканчивая геологическое описание дайковых пород Улькен-Каракууской кольцевой структуры заметим, что определения абсолютного возраста по породе, сделанные Пламеневской (1969 г.) в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ, показали близкие цифры как для порфировых риолитов из некков — 274, 300 (± 12) млн. лет, так и для даек гранит-порфиоров — 278, 286 (± 12) млн. лет и гранитов 274, 280, 292 (± 12) млн. лет. В то же время возрастная последовательность даек, отсутствие постепенных переходов дайковых пород сложного вулканоплутонического комплекса к породам эффузивной, жерловой и субвулканической фаций и наличие подобных переходов к гранитам в более мощных кольцевых дайковых телах подтверждают предложенную генетическую схему. Выделение самостоятельных дайковых комплексов, как это делает Л.Н. Шарпенко [40], с нашей точки зрения, не правомерно. В каждом таком случае для выделения даек в самостоятельную единицу, как и для отнесения их к дайкам комагматичным плутоническим, вулканоплутоническим и вулканическим комплексам, необходимы специальные геологические, петрографические и детальные геохимические доказательства.

Байназарская кольцевая структура расположена на северо-западной окраине Джунгаро-Балхашской складчатой системы (в северо-восточной части Жаман-Сарысуйского антиклинория).

Геологическое строение района гор Байназар изучалось Г.И. Бедровым, М.А. Коноплянцевым, К.Т. Куликовским, И.И. Радченко, М.И. Александровой и другими; магматизм — Г.И. Бедровым и А.Г. Гокоевым (1949, 1952 гг.), Г.Н. Щербой, М.А. Романовой, Н.Л. Пламеневской (1965 г.), В.К. Моничем и А.Г. Балгожиной, Л.В. Ивановым (1969 г.), Е.Е. Рожко, В.С. Карандышевым (1969 г.), геофизические исследования в пределах района проводились С.Д. Миллером, Н.Ш. Сатыбалдиным, И.П. Беневоленским и др. Как кольцевая Байназарская структура выделена в начале 50-х годов, а в 1960 г. описана В.К. Моничем, Г.И. Бедровым и А.Г. Балгожиной. Эти исследования вошли во многие обобщающие монографические работы (Свешникова, 1973 г. и др.).

Отдельные участки Байназарской кольцевой структуры изучались Е.Д. Беляковой, И.И. Радченко, Г.В. Крыловым, Л.Б. Ивановым, Н.Н. Смольяниновой, М.А. Романовой, Л.Я. Шишковой, Л.А. Мирошниченко, В.Д. Гуковой, К.А. Мухлей, В.И. Степановым, В.В. Степановым,

А.В. Кудряшовым, Н.П. Сенчило, Н.Г. Кулкашевым, Г.А. Филенко, В.Г. Боголеповым, Э. Ивановой, Н.Г. Сыромятниковым и др.

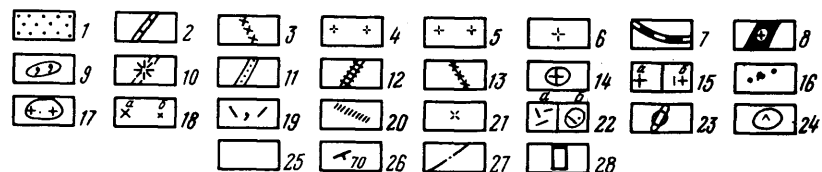
Наши тематические работы совместно с Л.Н. Шарпенко и многими другими проводились в 1968—1970 гг., а позднее изучались петрографические особенности дайковых пород.

Главными элементами Байназарской кольцевой структуры (рис. 21) являются: вулканогенная мульда, образованная вулканогенно-осадочными породами нижнего карбона (каркаралинская свита); экструзивные купола порфировых риолитов и риодацитов, субвулканические тела порфировых риолитов; плутон гранитоидов топарского комплекса (C_2); плутоны гранитов калдырминского ($C_3 - P_1$) комплекса; неправильной и дайкообразной формы тела автомагматических брекчий трахидацитового состава и гранодиорит-порфиоров, с переходами до субщелочных кварцевых диоритов и кварцевых монцонит-порфиоров; плутоны гранитов акчатауского комплекса (P), вскрытые современным эрозионным срезом, а также интрузивы этого комплекса, не вскрытые эрозией в центральной части структуры.

Байназарская кольцевая структура вытянута в северо-западном направлении, имеет овальную форму, размеры 25×18 км. Фундаментом, на котором образовалась кольцевая структура, являются осадочные и вулканогенно-осадочные образования силурийско-девонской системы, живет-франские, а также турнейские отложения.

Специальное изучение дайковых пород Байназарской кольцевой структуры показало связь их как с вулканогенными, так и плутоническими комплексами. Последовательность образования даек приведена на рис. 22, а соотношения их в пределах отдельных участков — на рис. 23 и в табл. VIII, а, б, в. В.В. Донских и др. [13] дают дайки без столь подробного расчленения. Из рис. 22 видно, что среди вулканогенных даек наблюдаются следующие возрастные группы: 1) дайки (жерловая и субвулканическая фации) порфировых риолитов раннего карбона; 2) кольцевые и линейные дайки субщелочных кварцевых диоритов, кварцевых монцонит-порфиоров до гранодиорит-порфиоров с переходами к эндоконтактам до трахидацитов, отнесенных нами к I генерации вулканогенных даек $C_3 - P_1$?, а затем внедрились дайки гранодиорит-порфиоров (с переходами до гранит-порфиоров) II генерации; 3) дайки флюидалных порфировых риолитов, условно отнесенных к $C_3 - P_1$ на основании того, что эти дайки пересекают дайки $C_3 - P_1$, комагматичные гранитам Аршалинского массива; 4) дайки миндалекаменных диабазов.

Возраст даек флюидалных порфировых риолитов, наблюдаемых в Жуанконурском (C_2) интрузиве, а также миндалекаменных диабазов, встреченных в пределах южного склона горы Байназар, не ясен, так как нет соотношений с другими, более молодыми дайковыми породами. В других районах Центрального Казахстана (район горы Кызылсуран) установлено, что диабазы моложе гранодиорит-порфиоров второй группы. В раннем карбоне при формировании даек порфировых риолитов, а в перми — миндалекаменных диабазов выполнялись магмой линейные системы трещин. В позднем карбоне — ранней перми (?) для магм были



доступны кольцевые и редко радиальные системы трещин. В последнем случае образовывались дайковые тела неправильных очертаний с раздувами и пережимами. Эти тела наблюдаются главным образом среди осадочных пород силура и вулканогенных пород девонского и раннекарбонного возраста и реже пересекают интрузивы топарского (C_2) и калдырминского ($C_3 - P_1$) комплексов. Соотношения даек с гранитами перми до сих пор не ясны. Ранее эти дайки (Монич и др., 1960 г.) относили к пермским, позднее Л.Б. Иванов (1969 г.) писал, что габбро-монцитсиенитовые породы, выполняющие кольцевые кальдеры и тесно связанные с кольцевыми структурами, пересекают гранодиориты топарского и граниты калдырминского комплексов, а сами секутся аляскитами акчауского комплекса (P) и дайками региональных зон.

Дайковые породы plutонических комплексов имеют более широкое развитие, чем вулканогенные. Они наблюдаются как в интрузивах, так и во вмещающих их породах. Дайки часто встречаются в Жуанконурском (топарском) гранодиоритовом интрузиве, где последовательность образования пород следующая: тонкозернистые порфириновые гранодиориты (дайки I этапа) → полифировые гранит-порфиры (1 генерации) → две генерации олигофировых гранит-порфиров (IV и V).

Рис. 21. Схема размещения некоторых видов вулканогенных пород, гранитоидов и дайковых пород в Байназарской кольцевой структуре с учетом структурно-петрографических типов (составлена С.В. Ефремовой по материалам М.И. Литвака, В.Э. Цубина, О.И. Яшухина, Г.М. Царевой, Е.Б. Яковлевой, Г.И. Бедрова, Р.Ф. Мун, Л.Б. Иванова, Н.Л. Пламеневской и др., а также личным исследованиям).

1 — четвертичные отложения; 2 — зоны низкотемпературного кварца; 3 — диориты (минетты, по Л.Б. Иванову); 4–6 — граниты перми; 4 — мелкозернистые граниты (пологие тела); 5 — граниты дополнительного интрузива; 6 — граниты собственно интрузивной фазы; 7–8 — верхнекарбонный–нижнепермский вулканогенный комплекс (?); 7 — дайки кварцевых монцитит-порфиров до гранит-порфиров (II генерация); 8 — дайки и неправильные тела гранодиорит-порфиров до трахидацитов, трахиандезитов, в эндоконтактах с ксенолитами мелкозернистых и грубозернистых гранитов девонского возраста; 9 — автомагматические брекчии андезитов и дацитов; 10–15 — верхнекарбонный–нижнепермский (калдырминский) plutонический комплекс; 10 — олигофировые (сферолитовые) гранит-порфиры; 11 — олигофировые (фельзитовые) гранит-порфиры; 12 — полифировые (с биотитом) гранит-порфиры; 13 — гранодиорит-порфиры, диориты; 14 — граниты дополнительного интрузива; 15 — граниты собственно интрузивной фазы (а — собственно-интрузивная фация, б — эндоконтактная фация); 16–18 — среднекарбонный (топарский) комплекс: 16 — полифировые гранит-порфиры, 17 — мелкозернистые граниты (пологие тела), 18 — гранодиориты, монцититы (а — собственно-интрузивная фация, б — фация эндоконтакта); 19 — автомагматические тела брекчии риолитов; 20 — субвулканические дайки порфириновых риолитов; 21 — риолиты жерловой фации; 22 — грубообломочные туфы риолитов жерловой фации (а), порфириновые риолиты субвулканической фации (б); 23 — дайки диоритов и диорит-порфиров неясного возраста; 24 — диоритизированные породы; 25 — нижнекарбонные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования (каркалинская свита) и силур-девонские и девонские вулканогенно-осадочные и осадочные образования; 26 — элементы залегания; 27 — разрывные нарушения; 28 — участки детального картирования возрастных взаимоотношений дайковых пород (см. рис. 23)

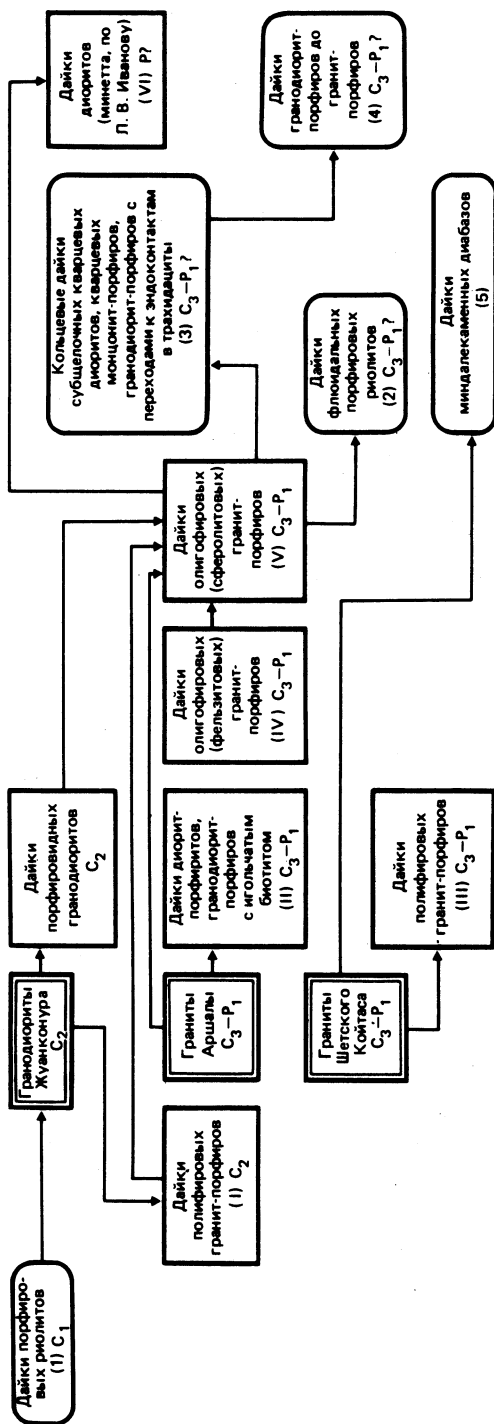


Рис. 22. Схема взаимоотношений гранитоидов и дайковых пород в Байназарской кольцевой структуре, отражающая развитие магматизма и последовательность появления пород. Условные обозначения см. на рис. 14

В районе участка Джаур наблюдается та же последовательность образования пород. Последний тип даек (V) пересекает не только Жуанконурские гранодиориты, но также и Аршалинские (калдырминские) граниты. Учитывая, что в Жуанконурском массиве дайки диоритов (VI) пересекают олигофировые гранит-порфиры (IV), а также то что близкие по типу породы встречены в соседнем Узунбулакском (пермском) гранитном массиве, не исключен их пермский возраст.

Н.К. Клюев (1981 г.), проведя геофизическое изучение структуры, подчеркнул, что в большинстве случаев уступообразное погружение кровли гранитов в Байназарской кольцевой структуре контролируется кольцевыми дайками, хорошо фиксируемыми в магнитном поле.

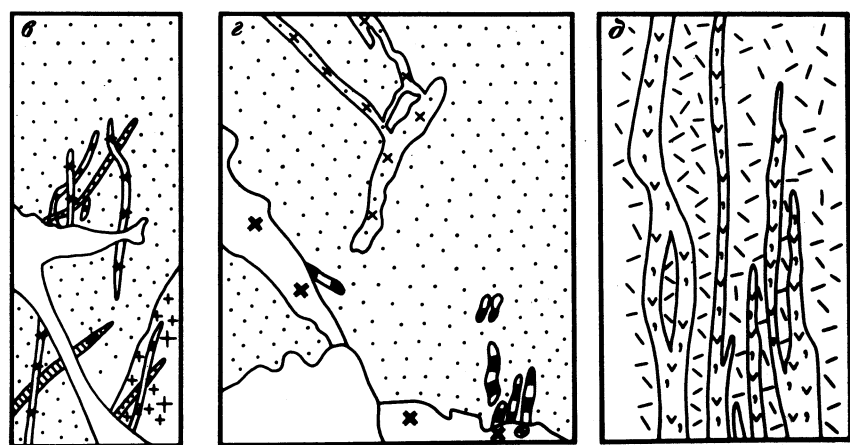
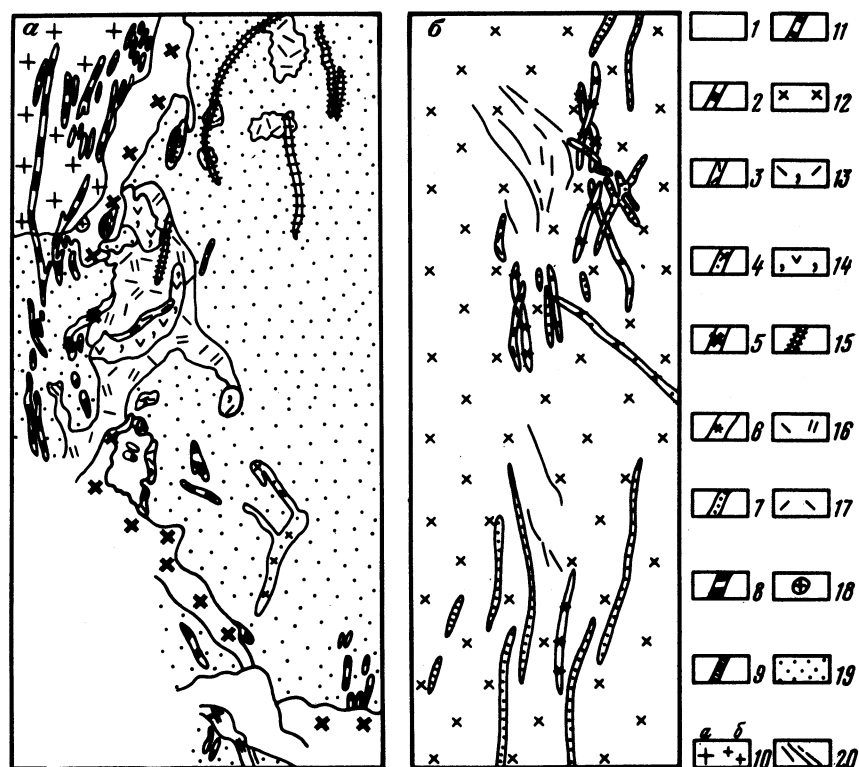
Возраст отдельных групп пород и их принадлежность к определенным комплексам Байназарской кольцевой структуры в течение последних десяти лет трактовались неоднозначно, и наша схема (см. рис. 22) еще далека от совершенства, так как не все возрастные взаимоотношения пород были прослежены.

В то же время на сегодня можно утверждать, что дайковые породы вулканогенных комплексов имеют возраст C_1 — порфировые риолиты (I) генерация, и C_3-P_1 — субщелочные кварцевые диориты, кварцевые монзонит-порфиры, гранодиорит-порфиры с переходами до трахидацитов (3 генерация), гранодиорит-порфиры (4 генерация). Остается неясной верхняя возрастная граница флюидальных порфировых риолитов (2 генерация) и миндалекаменных диабазов (5 генерация).

Формирование субщелочных кварцевых диоритов, кварцевых монзонит-порфиров, гранодиорит-порфиров (3 генерация), вероятно, обусловлено началом кристаллизации магмы в промежуточной магматической камере, тесно связанной с вулканизмом. Эти породы формировались в условиях растяжения при неспокойной тектонической обстановке, о чем мы можем судить по обилию вынесенных крупных ксенолитов гранитов и других пород, а также широкому проявлению гибридизма. Появление в участках развития этих дайковых пород автомагматических брекчий дацитового и риодацитового составов с зернистой и стекловатой основной массой (с несколькими генерациями вкрапленников, отвечающим моментам остановки и дальнейшего продвижения магмы с уже частично закристаллизовавшимися вкрапленниками), обладающих большим петрографическим сходством с рассматриваемыми дайковыми породами, хотя и появившимися несколько ранее, подчеркивает их парагенетическую связь друг с другом.

Дайки, связанные с плутоническими комплексами, принадлежат C_2 (топарскому), C_3-P_1 (калдырминскому) и P (акчатаускому) комплексам. Дайки, коагматичные плутоническим комплексам, имеют линейное (поясовое) развитие и приурочены как к интрузивам, так и к вмещающим их породам. Среди них наблюдается шесть генераций (см. рис. 22).

Байназарская кольцевая структура не является структурой с центрипетальным порядком формирования интрузивных тел (IV тип структур), как предполагала Е.В. Свешникова в 1968 г., а имеет более сложное



строение. Возрастные взаимоотношения дайковых пород Байназарской кольцевой структуры нельзя считать полностью установленными, и этот район, особенно в северо-западной и северной частях структуры, заслуживает дальнейшего продолжения работ.

Центрально-Токрауская система кольцевых структур выделена в центральной части Токрауского синклинория в горах Кызылрай.

Вопросы ее геологического строения затрагивались в работах Г.Л. Падалки, Е.Д. Шлыгина, М.В. Тащииной и А.Г. Тимофеева, Б.И. Борсука, В.Ф. Беспалова, Л.Н. Шарпенко, В.В. Копылова, Н.А. Воробьева, В.С. Малахова, А. Тарасенкова и др.

Впервые полукольцевой дайковый пояс в горах Кызылрай был описан в 1964 г. М.М. Уколовым, изучавшим массив аляскитов. Дайки, входящие в пояс, рассматривались им как апофизы гранитного плутона.

Л.Н. Шарпенко и др. (1968 г.) выделили в этом районе две разновозрастные кольцевые структуры — верхнекарбово-нижнепермскую Аюльюзекскую и пермскую — Кызылрайскую. В данной монографии мы рассмотрим лишь последнюю, а интересующихся в целом Центрально-Токрауской системой кольцевых структур отсылаем к работе Л.Н. Шарпенко [40], хотя в общей схеме представлений которой мы не разделяем точку зрения о наличии самостоятельных дайковых комплексов.

Интересные соотношения даек вулканитов и гранитоидов наблюдались нами в юго-восточной части Центрально-Токрауской системы кольцевых структур (рис. 24). Наибольшее количество даек обнаруживается среди гранитоидов C_{2-3} (кодомбакского комплекса), причем они принадлежат к нескольким генерациям, различающимся петрографически. Дайки невадитовых гранит-порфиров и некоторые дайки олигофировых гранит-порфиров обнаруживают тождество с гранитоидами C_{2-3} . Более

Рис. 23. Байназарская кольцевая структура.

а — в западной части структуры (участок 1 на рис. 21), по Г.М. Царевой; б — в западной части Южно-Жуанконурского массива (участок 2 на рис. 21), в — в районе гранитного массива Мирбайкора (участок 3 на рис. 21), г — на юго-западе структуры (деталь рис. 23, а); д — вертикальный разрез западной части структуры, по Г.М. Царевой.

1 — четвертичные отложения; 2 — диориты; 3 — флюидальные порфировые риолиты; 4 — гранодиорит-порфиры II генерации (C_3-P_1 ?); 5 — гранодиорит-порфиры I генерации (C_3-P_1 ?); 6 — олигофировые (сферолитовые) гранит-порфиры (C_3-P_1); 7 — олигофировые (фельзитовые) гранит-порфиры (C_3-P_1); 8 — полифировые гранит-порфиры (C_3-P_1); 9 — диорит-порфириты (Южный Жуанконур), гранодиорит-порфиры с игольчатым биотитом (Мирбайкора) C_3-P_1 ?; 10 — граниты C_3-P_1 (а — крупнозернистые, б — мелкозернистые); 11 — полифировые гранит-порфиры (C_2); 12 — гранодиориты (C_2); 13 — автомагматические брекчи трахидацитов, андезитов (андезитодацитов); 14 — автомагматические брекчи риолитов; 15 — полифировые риолиты, субвулканическая фашия; 16 — грубообломочные туфы жерловой фашии; 17 — порфировые риолиты жерловой фашии; 18 — граниты девонские (ксенолиты в гранодиорит-порфирах I генерации (C_3-P_1 ?); 19 — песчаники и сланцы (S); 20 — дайки, не осмотренные автором во время полевых работ, но дешифрируемые на аэрофотоснимках

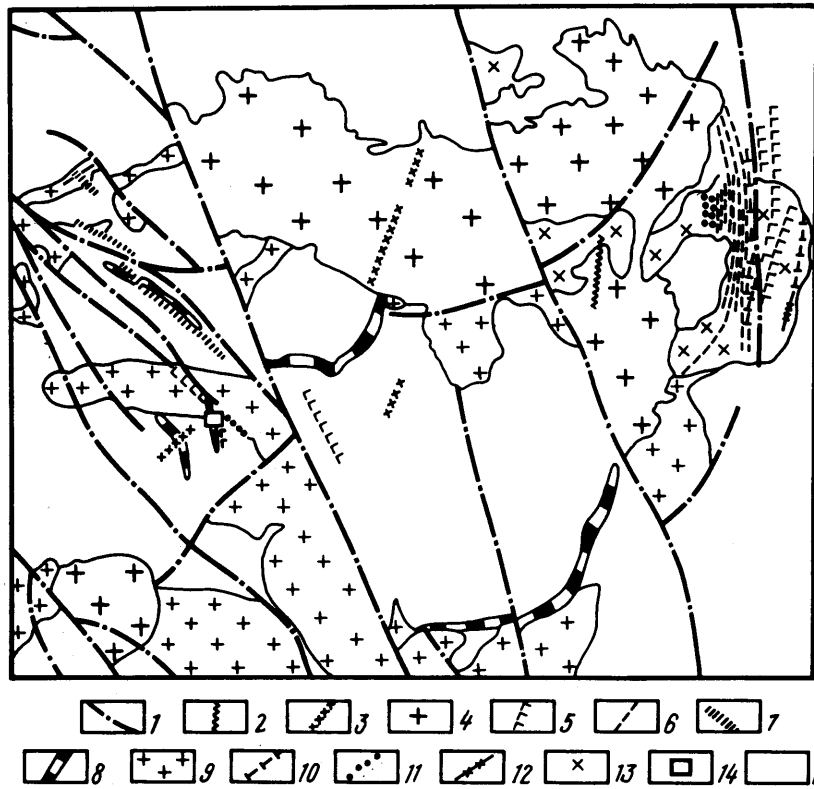


Рис. 24. Схема геологического строения района гор Кызылрай (составлена С.В. Ефремовой в 1970 г.).

1 — линии тектонических нарушений; 2 — гранодиорит-порфиры (P); 3 — диориты (P); 4 — аляскитовые граниты акчатауского (P) комплекса; 5 — диабазовые порфиры (P₁); 6 — олигофиновые (сферолитовые) гранит-порфиры (C₃-P₁); 7 — полифиновые лейкократовые гранит-порфиры (C₃-P₁); 8 — невадитовые гранит-порфиры (C₃-P₁); 9 — граниты калдырминского комплекса (C₃-P₁); 10 — олигофиновые гранит-порфиры (C₂₋₃); 11 — диорит-порфиры (C₂₋₃); 12 — диориты (C₂₋₃); 13 — гранодиориты и граниты (C₂₋₃); 14 — участок детализации (см. рис. 25); 15 — вмещающие породы.

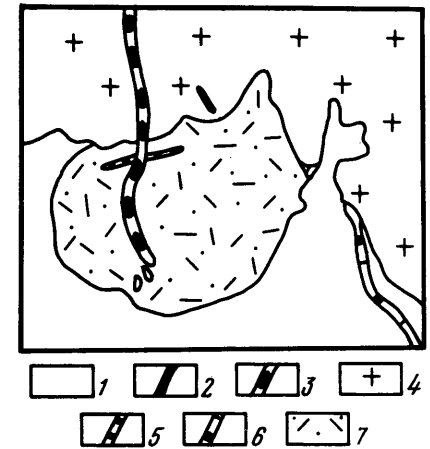
молодые дайки олигофиновых (сферолитовых) гранит-порфиров являются вероятнее всего позднекарбовыми — раннепермскими, так как они обнаруживают признаки сходства с позднекарбовыми — раннепермскими гранитами.

Дайки невадитовых гранит-порфиров Л.Н. Шарпенюк [40] выделяет в самостоятельный мукурский комплекс C₃-P₁. По ее мнению, эти дайки появляются после вулканогенного комплекса C₃-P₁, но до калдырминских C₃-P₁ гранитов, которые прорывают дайки.

Нами все эти дайки встречены как в Кызылшокинском интрузиве (C₂₋₃), так и среди автомагматических брекчий риолитов (C₂₋₃). Про-

Рис. 25. Возрастные взаимоотношения гранитов и дайковых пород в южной части Аюльюзекской кольцевой структуры (см. рис. 24).

1 — современные отложения; 2 — дайки габбродиабазов; 3 — дайка невадитовых гранит-порфиров (C₃-P₁); 4 — граниты калдырминские (C₃-P₁); 5 — дайка олигофиновых гранит-порфиров (C₂₋₃); 6 — дайка невадитовых гранит-порфиров (C₂₋₃); 7 — кристаллокластические туфы дацитов (C₂₋₃ kg)



слежено, что в южной части описываемого района Южно-Аюльюзекский гранитный интрузив (C₃-P₁), срезает дайку невадитовых гранит-порфиров C₂₋₃ (рис. 25) и ороговиковывает как ее породы, так и дайку олигофиновых гранит-порфиров этого же интрузивного комплекса, залегающих среди дацитовых кристаллокластических туфов (C₂₋₃). В отдельных участках граниты проникают по трещинам в невадитовые гранит-порфиры, и рост кварца в гранитах, в зоне непосредственного контакта с вмещающими породами, идет перпендикулярно к контакту (см. табл. VIII, z, d, e). Мощность гранитных жил и прожилков колеблется от 1 до 20 см, и они выполняют разнообразные системы трещин, но предпочтительно горизонтальные. Подобные соотношения гранитов с дайкой невадитовых гранит-порфиров прослеживаются юго-восточнее описываемого обнажения, где мелкозернистые интенсивно обогащенные биотитом граниты зоны эндоконтакта срезают дайку невадитовых гранит-порфиров под углом 70° с падением на юго-запад, вызывая интенсивную перекристаллизацию пород дайки. Ороговикование пород отчетливо заметно как макроскопически, так и микроскопически. Во всех образцах из даек невадитовых гранит-порфиров под микроскопом видны гранобластовая структура и скопления многочисленных чешуек новообразованного биотита, которые неравномерно распределены в породе.

В этом же районе встречены дайки невадитовых гранит-порфиров, которые пересекают граниты C₃-P₁, т.е. являются более молодыми образованиями по отношению к гранитам (см. рис. 25).

Заслуживает обсуждения вопрос о принадлежности к самостоятельному токраускому (доакчатаускому, кызылрайскому в более ранних работах Л.Н. Шарпенюк) комплексу даек гранит-гранодиорит-граносиенит-порфиров, диабазовых порфиритов. По нашему мнению, дайки миндалекаменных диабазовых порфиритов, судя по типу слагающих пород, принадлежат к субвулканическим образованиям пермского возраста, хотя не исключено, что некоторые из них, особенно в южной части структуры, служили подводными каналами и для вулканитов кызылкинской свиты (P₁). Многочисленные дайки олигофиновых гранит-порфиров в

пределах Бегазинской структуры (южная часть района горы Кызылрай), отнесенные Л.Н. Шарпенко к самостоятельному комплексу, формировались до появления даек миндалекаменных диабазов, о чем мы можем судить по четкому пересечению одной из даек олигофиновых (сферолитовых) гранит-порфиров миндалекаменными диабазами среди гранитов калдырминского комплекса (южнее плотины). Подобные олигофиновые гранит-порфиры, кроме того, широко развиты в пределах интрузива Кызылшоки (C_{2-3}), прослеживаясь одновременно как среди Кызылшокинских гранодиоритов и гранитов, так и южнее в C_3-P_1 (калдырминских) гранитах. Л.Н. Шарпенко и другими эти дайки отнесены также к самостоятельному Токраускому (кызылрайскому) комплексу, что резко противоречит нашим наблюдениям в пределах структуры. По нашему мнению, в Токрауский (кызылрайский) комплекс Л.Н. Шарпенко [40] объединены разновозрастные дайки, принадлежащие как плутоническим, так и вулканогенным комплексам не только позднекарбонovo-раннепермского и пермского возраста, но и более ранние.

Наиболее молодыми образованиями района горы Кызылрай, в том числе и Кызылрайской кольцевой структуры, являются граниты пермского (акчатауского) комплекса. Эти граниты отчетливо срезают и контактово метаморфизуют дайки невадитовых гранит-порфиров C_3-P_1 и все более древние дайки гранит-порфиров C_{2-3} , а сами, как отмечал М.М. Уколов в 1968 г., пересекаются дайками диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров. Дайки диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров в пределах Кызылрайского гранитного массива немногочисленны, изредка они выходят за пределы интрузива. Подавляющая их часть ориентирована в северо-восточном направлении. Мощность тел от 0,4 до 1,5 м, протяженность до 1,3 м. К этой же возрастной группе даек, возможно, принадлежат кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры, отмеченные в районе Жантау, хотя для последних не исключено и несколько более раннее, чем интрузивы, появление, и они фиксируют необнаженный на поверхности гранитный массив.

Заканчивая описание рассматриваемой кольцевой структуры, отметим, что в юго-восточном экзоконтакте кызылрайского массива в гранитах кокдомбакского комплекса (C_{2-3}) наблюдается пересечение даек олигофиновых гранит-порфиров (C_{2-3}) кварцево-грейзеновыми жилами, которое дает возможность предполагать наличие в этом участке слепого и куполообразного выступа более молодого (позднекарбонovo-раннепермского, а возможно, пермского) гранитного интрузива.

Майтасская кольцевая структура описана в центральной части Токрауской впадины. Главным элементом кольцевой структуры является вулканогенная мульда. Она слегка вытянута в северо-западном направлении и имеет размеры 11 × 14 км. В Майтасской кольцевой структуре кольцевой пояс даек шириной от 900 до 3000 м сложен полифировыми гранит-порфирами. В поперечном сечении пояса, как отмечал В.В. Булдаков (1958 г.), насчитывается от 8 (на его выклинивании) до 15–18 даек. Все дайки падают к центру кольцевой структуры, в южной части под углом 45–50°, в юго-западной 50–70°, западной 70–75°, северо-западной

75–80°. Вследствие различия в углах падения образуется несколько ассиметричная в разрезе кольцевая зона конических даек (В.В. Булдаков, 1966 г.). В центральной части кольцевой структуры наблюдаются типичные плутонические аляскиты, которые отчетливо прорывают дайки гранит-порфиров, давая в них многочисленные апофизы (см. табл. VII, е). В аляскитах развиты разрозненные прямолинейные или слегка дуговидно изогнутые концентрические трещины, к которым приурочены дайки гранит-аплитов и пегматитовые тела, образующие в совокупности два дуговидных пояса.

Петрографический облик даек полифировых гранит-порфиров тождествен другим подобным дайкам, широко развитым в интрузивах C_3-P_1 . А.В. Тевелев (1980 г.) Майтасскую мульду рассматривает как остатки кальдеры проседания очень крупного андезитобазальтового стратовулкана.

Жаксы-Тагалинская кольцевая структура. Как отмечали в 1967 г. К.А. Абдрахманов, Е.В. Рыбалтовский и Л.Б. Иванов, позднекарбонovo-пермский жаксы-тагалинский комплекс субщелочных гранитоидов впервые выделен Г.И. Бедровым в районе гор Жаксы-Тагалы, где наблюдается зона кольцевых даек протяженностью более 40 км при максимальной мощности 0,2–0,5 км. Кольцевые дайки приурочены к области сопряжения Успенского синклинория и Жаман-Сарысуйского антиклинория, на участке сочленения разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний.

Состав кольцевых даек района гор Жаксы-Тагалы однообразен — невадитовые гранит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры (граносиенит-порфиры). Невадитовые гранит-порфиры срезаются лейкократовыми гранитами перми (акчатауского комплекса) и пересекают гранитоиды топарского (C_2) и калдырминского (C_3-P_1) комплексов. Дайки невадитовых гранит-порфиров, несмотря на мощность до 0,5 км, очень однообразны и не обнаруживают переходов в более зернистые разновидности горных пород, как это имеет место в Каргалинской и Улькен-Каракууской кольцевых структурах, хотя с некоторыми дайками последней обнаруживают петрографическое сходство.

* * *

Детальное изучение всех типов дайковых пород в пределах рассмотренных кольцевых структур Центрального Казахстана дает основание утверждать следующее.

1. Дайковые породы в кольцевых структурах являются постоянными спутниками вулканогенных, вулканоплутонических и плутонических комплексов, а не образуют самостоятельных комплексов поясов и кольцевых даек.

2. На ранних стадиях развития вулканогенных мульд дайки субвулканической фации появляются крайне редко, значительно чаще породы этой фации наблюдаются в виде неправильных по форме тел. В гранитоидных комплексах в ранний период дайки более широко развиты, вы-

полняют серии параллельных трещин и приурочиваются как к плутонам, так и к вмещающим их породам, причем в плутонах наблюдаются чаще.

3. В позднюю стадию формирования вулканических мульд дайки субвулканической фации и фации автомагматических брекчий приобретают более широкое развитие, причем для кислых продуктов вулканизма типичны кольцевые дайки (Байназарская структура), а для основных характерна приуроченность к линейным системам трещин.

Особенно типичны дайки, связанные главным образом с гранитоидными комплексами, причем их образование многоэтапно (C_{2-3} , $C_3 - P_1$, P). Если радиальные дайки появлялись только в среднекарбовое время, то кольцевые и конические — в позднекарбовое — раннепермское и раннепермское время, причем среди них обнаруживается несколько генераций. После формирования кольцевых даек образовывались линейные дайки, причем последние развиты не столь широко, как кольцевые.

4. Кольцевые и конические дайки являются главными элементами, составляющими в современном эрозионном срезе кольцевые структуры. Породы кольцевых и конических даек обладают рядом особенностей, не встречающихся в линейных.

5. Кольцевые дайки гранит-порфиров как своеобразная форма проявления магматизма фиксируют участки локального подъема магм в более высокие уровни земной коры. Последовательность появления этих дайковых пород отражает, по-видимому, эволюцию промежуточных магматических очагов, еще не вскрытых современным эрозионным срезом.

6. Кольцевые дайки в таких структурах появляются главным образом в позднеорогенную стадию, но до гранитных массивов, заканчивающих магматизм в регионе, главным образом $C_3 - P_1$ и P_1 .

7. Наблюдаемые виды горных пород в кольцевых дайках дают основание считать, что формирование таких даек в Улькен-Каракууской и Жаксы-Тагалинской кольцевых структурах проходило в условиях более резкого переохладения магм в зонах эндоконтактов и с иным режимом кислорода, чем при формировании кольцевых даек Каргалинской кольцевой структуры.

8. Петрографические особенности пород в кольцевых дайках и смена во времени петрографических видов горных пород отвечают обычному процессу развития гранитоидных массивов: появление во времени все более лейкократовых разновидностей пород, т.е. более ранние генерации отвечают аналогам собственно интрузивных фаз (невадитовые гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры), последующие — дополнительным интрузивам — полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры, а затем и "жилным" гранитам — полифировые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры.

В зависимости от принадлежности к вулканическим, плутоническим или вулкано-плутоническим комплексам дайковые породы обладают характерными особенностями, позволяющими различать их по петрографическим признакам (составу вкрапленников, структурам основной массы, характеру изменения структур и текстур к эндоконтактовым зонам).

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Петрографические особенности даек базальтов, андезитобазальтов, андезитов, долеритов, габбродиабазов многократно рассматривались исследователями в статьях, монографиях и тематических сборниках, поэтому всех интересующихся мы адресуем к монографическим работам и статьям ряда исследователей: по базальтам — К.М. Тимербаевой (1967 г.), Н.Н. Великой (1964 г.) и др., по долеритам — Л.И. Шахотько, Ю.С. Краковского и А.Т. Стулова (1970, 1973, 1977 гг.) и многим другим, по габбродиабазам — С.В. Ефремовой (1970 г.), андезитобазальтам — В.С. Шеймовича, Т.С. Краевой [41] и др. Все исследователи, рассматривая подобные дайки, отмечают их сходство с вулканическими или более глубинными фациями, как и даек кислого состава, связанных с формированием вулканических комплексов. Дайки габбродиабазов в центральных частях кристаллическизернисты, обычно равномернозернисты, реже порфировидны (см. табл. X, б), для диабазов типичны наличие во вкрапленниках вулканического стекла (см. табл. X, в) и миндалякаменная структура. В контактах даек с более молодыми гранитами может наблюдаться контактовый метаморфизм, соответствующий фации роговиков. Авгит и титан-авгит при этом полностью замещаются мелкочешуйчатым биотитом. Появление роговикового биотита в дайках габбродиабазов может привлекаться исследователями для возрастного расчленения комплексов гранитоидов в сложных магматических узлах.

Субвулканические дайки риолитов и метариолитов представлены обычно олигофировыми разновидностями, редко полифировыми и невадитовыми. Основная масса представлена вулканическим стеклом или продуктами его девитрификации (см. табл. XI, а, б). В дайках и другой морфологической формы телах, принадлежащих типичным жерловым и собственно эффузивным фациям в разновозрастных группах пород, основная масса имеет еще более яркие черты первично стекловатой породы (см. табл. XI, в, г), в некоторых участках ярко выражены флюиальность и перлитовая отдельность. При окварцевании пород морфология бывших перлитовых трещин сохраняется.

В дайковых породах гилабиссально-субвулканической фации, как отмечала Г.М. Царева [23], как и в других близких по времени образования фациях, выявляется до трех генераций одноименных минералов, отчетливо проявлена неравномерность их составов и состава основной массы (например, плагиоклаз I генерации в средних горных породах соот-

ветствует лабрадору, II генерации — Ap_{60-33} или Ap_{30-22} , как это наблюдается в кольцевой дайке I генерации Байназарской структуры). Темноцветные минералы могут принадлежать ромбическому, моноклинному пироксену, роговой обманке и биотиту. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с участками микрографической, наблюдается близость составов пород к автомагматическим брекчиям. Последние предшествуют этим дайкам по времени образования.

Несоответствие составов минералов-вкрапленников и основной массы, нарушение классической последовательности кристаллизации, многоэтапность процесса кристаллизации с аналогичной последовательностью в каждом из этапов, близость состава остаточного магматического расплава, формирующего основную массу породы к гранитной эвтектике, дали основание Г.М. Царевой (с чем согласны и мы) считать, что кристаллизация этих гипабиссально-субвулканических пород происходила в специфических условиях пульсационного продвижения магматического материала к поверхностям.

Подчеркнем, что по петрографическим признакам рассмотренные виды горных пород принадлежат типичным вулканогенным комплексам, т.е. содержат вулканическое стекло или продукты его девитрификации или обнаруживают крайнюю неравновесность составов.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В плутонических комплексах, как уже отмечалось выше, дайковые породы наследуют особенности собственно интрузивных фаз и внутрикамерных инъекций, если они принадлежат их апофизам (см. табл. XI, *д*), и заметно отличаются в том случае, если дайки появляются в результате дифференциации расплавов (см. табл. XI, *е, ж*), производными которых они являются, или формируются в результате развития промежуточных магматических камер, унаследующих те же структурные пути, что и плутоны, обнажающиеся в современном эрозионном срезе. О зависимости состава дайковых пород, тесно генетически связанных с плутонами, писали многие исследователи. Чем более разнообразен состав пород плутонов, тем больше разнообразие и дайковых пород в них.

В вулканоплутонических комплексах дайковые породы обнаруживают сходство как с вулканическими, так и плутоническими породами, позволяя объединить их в единые комплексы.

Дифференциаты интрузивов, обнажающихся в современном эрозионном срезе

Независимо от того, являются ли эти дайки производными основной, кислой или другой по составу магмы, они описываются как дайки I этапа или как просто дифференциаты интрузивов. Подобные дайки могут наблюдаться не только в интрузивах, но и в любого типа вмещающих интрузивы породах. По составу (от норитов до гранитов) дайки соответст-

вуют дифференциатам собственно интрузивных фаз, обычно более лейкократовы, мелкозернисты и тонкозернисты, равномернозернисты, обладают структурами, типичными для соответствующих видов горных пород, или типичными аплитовыми структурами, когда минералы не обнаруживают какого-либо идиоморфизма по отношению друг к другу. Специального их описания не приводится, и мы адресуем интересующихся к монографическим работам и отдельным статьям многих исследователей (Ефремова, 1960 г.; Кудрин, 1962 г., Walgreen, 1979 г. и многие другие).

Производные промежуточных плутонических и вулканоплутонических очагов

Дайковые породы, парагенетически связанные с плутоническими и вулканоплутоническими комплексами обладают широкими колебаниями минерального, количественно-минерального состава (табл. 4—6) и структур, отражая условия кристаллизации дайковых пород. Для даек, связанных с плутоническими комплексами, характерны кристаллически-зернистые структуры, причем к эндоконтактам зернистость пород резко уменьшается, но стекол или продуктов их перекристаллизации не наблюдается. В вулканоплутонических комплексах в дайковых породах появляются структуры, близкие к вулканическим, с неравномерным флюидальным распределением рудного минерала, кристаллографическими контурами вкрапленников в зонах эндоконтакта с вмещающими породами. Особенно наглядно это можно видеть на примере Улькен-Каракууской структуры (см. табл. XII, XIII, *а, б, в, з*) в участке раздува кольцевой дайки. Более полифоровые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры, переходящие в мелкозернистые пегматоидные граниты, обладают микрографическими, псевдосферолитово-микрографическими и сферолитовыми (к эндоконтактам) структурами (см. табл. XIII, *д, е, ж, з*; табл. XIV, *а, б, в*) постоянно встречающимися в линейных дайках, связанных с плутоническими комплексами (см. табл. XIV, *г, д, е, ж, з*). В дайковых породах, принадлежащих плутоническим комплексам, в эндоконтактах типичны фельзитовые, сферолитовые, пойкилитовые структуры основной массы, тогда как в центральных частях даек — гранитные, микрогранитные, микрографические, реже псевдосферолитовые. Наблюдаются широкие вариации структур, а иногда и состава в телах даек как вкрест, так и по их простираю, причем как во вкрапленниках, так и в основной массе обычно широко развиты реакционные взаимоотношения между минералами. В типичных линейных дайках гранит-порфиров ни при полевых работах, ни при микроскопическом изучении дайковых пород не наблюдалось переходов к гранитам, тогда как в дуговых или кольцевых дайках (в ранних и более крупных инъекциях магмы) это обычное явление. Последние несут признаки принадлежности к вулканоплутоническим комплексам. В одних случаях в кольцевых дайках широко развиты графические структуры (в графическом прорастании обычно калиевый полевой шпат и кварц, Улькен-Каракууская структура), в других — гранитные (Каргалинская структура), но породы очень неравно-

Количественно-минеральный состав гранитов, кварцевых сиенитов, невадитовых (IX генерация) Улькен-Каракууской структуры (в скобках)

№ шли-фа	Горная порода	Содержание минералов, %		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат
		в основной массе	во вкрапленниках		
98а/63	Мелкозернистый резкопорфировидный гранит (V)	84,3	15,7	—	52,4 (6,2)
108а/68	То же	71,7	28,3	(4,4)	(17,2)
99а/68	Невадитовый гранит-порфир (V)	80,1	19,9	—	(14,3)
95в/68	То же	79,6	20,4	(0,3)	(16,5)
2/69	Среднезернистый неравномернозернистый аляскит (V)	—	—	5,2	64,2
4а/69	То же	—	—	4,3	64,3
П46/69	Кварцевый сиенит (краевая фация) (V)	76,2	23,8	0,5	57,6 (20,3)
П-1/69	То же	76,4	23,6	0,3	59,1 (19,8)
1г/69	Эндоконтактовая часть краевой фации (V)	81,7	18,3	0,1	64,0 (10,0)
876/69	Невадитовые гранит-порфиры (IX)	83,6	16,4	—	(13,3)

мернозернистые в отдельных участках. Появление в одном случае гранитной, а в другом — микрографической структуры в дайковых породах, вероятно, связано с составом магм, о чем мы можем судить по преобладанию в гранит-порфирах Каргалинской структуры среди вкрапленников плагиоклаза, тогда как в Улькен-Каракууской — калиевого полевого шпата.

По степени упорядоченности калиевые полевые шпаты гранит-порфиров кольцевых и линейных даек резких различий не обнаруживают — для всех типичны широкие колебания степени упорядоченности калиевых полевых шпатов: $\Delta_0 = 0,1-0,75$; $2V = -(54-84^\circ)$. Отчетливо наблюдается большая степень упорядоченности калиевых полевых шпатов более поздних зарождений: $\Delta_0 = 0,7-1,0$; $2V = -(74-84^\circ)$ (в пределах каждой из групп пород, в которой они встречаются).

гранит-порфиров кольцевой дайки (V генерация) и невадитовых гранит-порфиров приведены содержания минералов во вкрапленниках)

Кварц	Роговая обманка	Биотит	Рудные	Акцессорные	Структура	Примечание
29,6 (9,5)	—	0,7	1,6	—	Гранитная	Центральная часть дайки
(4,8)	—	(1,2)	(0,7)	—		
(4,4)	—	(0,9)	(0,3)	—	Микрогранитная с участками микрографической	Центральная часть дайки
(3,5)	—	—	(0,4)	—	Микрогранитная	
29,1	0,3	0,2	0,6	0,3	Микрогранитная с участками микрографической	Центральная часть дайки
30,3	0,2	0,3	0,5	0,2	Гранитная	
16,5 (3,5)	0,9	0,3	0,9	0,1	Гранитная, переходная к призматическизернистой	Разрез вкрест простираения дайки (подсчеты О.И. Яшухина)
15,7 (3,8)	0,5	0,2	0,6	0,1		
17,2 (8,3)	0,1	0,3	0,1	0,1	Микрогранитная с участками микрографической	
(2,7)	—	(0,4)	(0,1)	—		

Порядок кристаллизации минералов в дайковых породах находится в прямой зависимости от количественно-минерального состава пород. Так, в Каргалинской структуре во всех структурно-петрографических типах гранит-порфиров среди вкрапленников плагиоклаз является одним из преобладающих минералов и начинал кристаллизоваться первым, в то время как в Улькен-Каракууской структуре таким минералом является калиевый полевой шпат.

В позднемагматическую стадию преобразования дайковых пород во всех структурно-петрографических типах дайковых пород имели место метасоматические преобразования, тесно связанные с составом горных пород. Так, в диорит-порфиритах типичны развитие по роговой обманке эпидота, сфена, хлорита, интенсивная сосюритизация плагиоклаза. В более редких случаях имеет место развитие вторичного кварца или наряду

Количественно-минеральный состав кольцевых даек полифировых лейкократовых

№ шлифа	Вкрапленники						
	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Магнетит	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные
9002/67	17,7	4,1	3,1	0,1	1,9		Ед. зн.
9004/67	5,6	0,1	1,7	Ед. зерна	1,9		0,1
9006 ^б /67	11,9	0,8	1,0	0,1	3,3		Ед. зн.
9092/67	1,2	1,8	3,9	Ед. зерна	0,1		
9098 ^ж /67	35,0	4,2	1,4	0,1	2,9		Ед. зерна
9005/67	33,0	1,1	0,3	0,2	1,6		Ед. зерна
9093/67	43,4	7,5	1,4	0,7	4,1		Ед. зерна
9105 ^б /67	27,5	0,9	2,1	0,5	6,1		0,1
9105 ^а /67	10,2	0,8	2,0	0,2	2,9		Ед. зерна
6400 ^з /67	—	2,8	6,6	Ед. зерна	—		Ед. зерна
6400 ^и /67	1,3	3,3	2,9	0,3	—		Ед. зерна
6400 ^к /67	3,1	2,2	4,5	Ед. зерна	0,2		
134 ^г /68	13,7	16,0	1,5	0,3	1,8		Ед. зерна
135 ^м /68	18,9	1,1	0,4	0,2	2,9		Ед. зерна
141 ^з /68	23,0	1,4	3,5	0,4	1,9		Ед. зерна
6347 ^г /67	46,2	27,1	27,1	1,5	6,9	3,1	0,3
Средний состав полифировых лейкократовых гранит-порфиров	18,23	4,7	3,96	0,29	2,41	0,19	0,03

* В образце 9093/67 в составе основной массы плагиоклаз составляет 5,4 %.

гранит-порфиров Каргалинской кольцевой структуры

Основная масса	Расположение	Структура основной массы
73,1		Микрогранитная с участками микрографической
90,6		Пойкиломикрографическая
82,9	Центральная часть дайки	Микрографическая с участками микрогранитной
93,0		Пойкилитовая с участками микрографической
56,4	Центральная часть дайки	Гранитная с участками микрографической
63,8	"	Микрогранитная с участками микрографической
42,9*	"	Гранитная с участками микрографической
62,8	"	
83,9	Зона эндоконтакта	Пойкилитовая
90,6	Зона непосредственного контакта с гранитами	
92,1	В 1,3 м от контакта с гранитами	Пойкилитовая
90,0	В 2,8 м от контакта с гранитами	Пойкилито-микрографическая
66,7	Центральная часть дайки	Гранитная с участками микрографической
76,5		Пойкилитовая
62,8		Микрогранитная
	Центральная часть дайки	Гранитная
70,51	Среднее из 16 подсчетов	

калиевый полевой шпат 19,1 %, кварц 17,2 %, биотит 1,2 %.

Средний количественно-минеральный состав даек гранодиорит-порфиров, невадитовых и полифировых гранит-порфиров

Массив или структура	Возраст	Число подсчетов	Плагиоклаз	К-Na полевой шпат	Кварц	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Аксесорные	Основная масса	
Каргалы	C ₃ -P ₁	10	27,7	1,7	4,0	1,4	4,2	-	0,8	60,0	
		Гранодиорит-порфиры (внешняя дугообразная дайка)									
	C ₂ -3	Гранодиорит-порфиры (линейные дайки)									
		9	24,9	Ед.	1,7	4,6	3,7	3,9	0,3	< 0,1	63,9
		N ₁	2	29,4	-	4,6	3,7	-	2,8	< 0,1	59,1
	Мунглу Акджал I генерация II генерация Джалгыз Аксоран Кылча Бесоба Каргалы Кызылпай	Невадитовые гранит-порфиры (линейные дайки)									
		D ₂	3	11,7	3,0	9,3	-	2,7	-	-	73,0
		P	15	9,8	5,0	14,7	-	1,8	-	-	68,7
		D ₂	6	13,7	7,6	12,8	-	2,9	-	-	63,0
		C ₂	6	16,3	5,8	13,6	-	2,8	-	-	61,5
C ₂ ?		3	9,9	0,4	4,5	-	1,9	-	-	83,3	
P ₂		5	9,7	9,1	13,1	-	4,3	-	-	53,8	
C ₃ -P ₁		6	12,5	9,0	8,4	-	3,5	-	-	66,6	
P ₃	8	22,9	2,5	3,8	-	4,5	0,3	-	65,9		
P ₃	1	15,0	18,3	5,5	-	2,2	0,7	Ед.	58,3		
Мунглу Кылча Джаман-Карабас Средний состав линейных даек невадитовых гранит-порфиров Средний состав линейных даек полифировых гранит-порфиров	Полифировые гранит-порфиры (линейные дайки)										
	D ₂	5	7,4	2,6	7,3	-	0,4	-	-	82,3	
	C ₂ ?	10	11,1	10,8	11,4	-	1,9	-	-	64,7	
	P ₂	4	8,6	16,7	17,7	-	1,2	-	-	55,8	
	Средний состав линейных даек невадитовых гранит-порфиров										
			53	14,4	6,7	10,8	-	2,9	-	-	66,2
	Средний состав линейных даек полифировых гранит-порфиров										
			25	10,6	7,8	9,5	-	1,3	-	-	70,8

с кварцем и хлоритом появляется пирит. Реже пирит образует вкрапленность в породе, т.е. и в дайках в микромасштабах проявляются гидротермальные процессы, тесно генетически связанные с кристаллизующейся магмой.

В полифировых гранит-порфирах наряду с прожилками кварца могут появляться хлорит-эпидот-флюоритовые и эпидотовые прожилки, реже полифировые гранит-порфиры мусковитизированы, или появляются кварцевые пирит-мусковитовые и магнетит-гематитовые прожилки. Иногда в участках широкого развития мусковита среди основной массы появляются новообразования кварца или кварца и альбита. Оба эти минерала могут замещать вкрапленники полевых шпатов. Для невадитовых гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров типична эпидотизация в участках их метасоматического изменения.

Таким образом, во всех типах дайковых пород, производных кислой магмы, широко проявлены аутометасоматические процессы на конечных стадиях их формирования, причем в полифировых, олигофировых и олигофировых полосчатых гранит-порфирах на аутометасоматические процессы накладываются и гидротермальные. Если дайковые породы были ороговикованы, в них появляется мелкочешуйчатый мусковит.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КОЛЬЦЕВЫХ И ЛИНЕЙНЫХ ДАЕК ГРАНИТ-ПОРФИРОВ

Появление структурно-петрографических типов гранит-порфиров (невадитовых, полифировых, олигофировых и других с разнообразными вариациями структур основной массы) отражает условия кристаллизации магм. Магмы, кристаллизующиеся в линейных системах трещин в виде невадитовых гранит-порфиров, судя по мощным зонам охлаждения, были более высокотемпературными и более активными по сравнению с магмами, кристаллизующимися в кольцевых системах трещин. В линейных дайках породы обладают преимущественно микрогранитной и микрографической структурой основной массы, а среди минералов вкрапленников и основной массы широко проявлены реакционные взаимоотношения. Формирование вкрапленников величиной до 1,5–2 см, реже более, в большинстве случаев, по-видимому, происходило на месте, судя по тому что в центральных частях даек не наблюдается какой-либо ориентировки вкрапленников. Для эндоконтактов даек типичны закалка и отсутствие вкрапленников. Мощность зон эндоконтактов достигает 1 м.

О благоприятных условиях в момент кристаллизации магмы в центральных частях линейных даек мы можем судить еще и по тому, что плагиоклаз вкрапленников и основной массы не обладает зональным строением, так характерным для неравновесных условий кристаллизации (в результате быстрого охлаждения магм) и реже возникающим при процессах ассимиляции. Температуры расплавов в момент кристаллизации, судя по появлению бипирамидальных вкрапленников кварца, во всех случаях были выше 800 °С ("Минералы", т. II, 1965 г.). Формирование порфировой структуры происходило при относительно устойчивых тем-

пературе и газовом режиме. Этому в значительной мере способствовало образование защитной зоны закаленных контактов, закрывшей возможные пути резкой утечки газов и тепла. Колебания количественных соотношений вкрапленников плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца в невадитовых гранит-порфирах линейных даек, вероятно, зависело от состава магмы в отдельных ее участках, а наличие двух зарождений одноименных минералов следует объяснять последовательным появлением отдельных центров кристаллизации.

Дайки невадитовых гранит-порфиров отвечают ранним стадиям развития интрузивного процесса, когда не было условий для широкого развития послемагматических процессов. Об этом свидетельствует появление единичных кварц-эпидотовых и эпидотовых прожилков.

Кольцевые дайки невадитовых гранит-порфиров обнаруживают характерные черты малоглубинных магматических тел. В эндоконтактных зонах наблюдаются постепенные переходы в полифировые гранит-порфиры, в контактах с вмещающими породами обладающие флюидальными структурами, и появляется фиолетовая окраска, типичная для вулканических образований, развитых в этих же структурах.

Магмы, давшие при кристаллизации полифировые гранит-порфиры независимо от того, внедрялись ли они в линейные или кольцевые системы трещин, по-видимому, имели менее благоприятные условия для кристаллизации, так как крупные вкрапленники в этих породах по размерам отвечают второму зарождению вкрапленников невадитовых гранит-порфиров, количество их в отдельных дайках не одинаково и редко встречается биотит. Обычно вкрапленники в линейных дайках кристаллизовались на месте, судя по отсутствию их в эндоконтактах, но в единичных случаях, особенно в кольцевых дайках, они, вероятно, образовались до прихода магмы к месту окончательной кристаллизации. Об этом свидетельствует наблюдаемое в единичных случаях явление, когда вкрапленники плагиоклаза ориентированы по простиранию даек, что, по-видимому, может служить основанием для предположения об их образовании в процессе движения магмы по трещине, а возможно, и еще раньше. Судя по типам структур, условия кристаллизации полифировых гранит-порфиров были менее благоприятные, чем в момент формирования невадитовых гранит-порфиров. Еще менее благоприятные условия кристаллизации были, по-видимому, в момент формирования олигофировых гранит-порфиров и полифировых (псевдосферолитовых) гранит-порфиров. В полифировых и олигофировых гранит-порфирах наблюдаются широкие колебания структур основной массы, часто даже в пределах одного шлифа, что, по-видимому, отражает первичную микрогетерогенность расплава. Так, фельзитовые и сферолитовые структуры наблюдаются в участках, не содержащих во вкрапленниках биотит, а микрогранитные в таких, где он присутствует. В участках развития микрографических структур мы имеем обычно кварц и калиевый полевой шпат, т.е. двуминеральную ассоциацию, близкую к эвтектике.

О температурах кристаллизации магм при образовании полифировых и олигофировых гранит-порфиров мы можем судить лишь косвенно по

наличию дипирамидальных форм пирогенного кварца (температура выше 800°C), структурам его травления (температура выше $573\text{--}590^{\circ}\text{C}$) и данным ИК-спектроскопии — по наличию тридимитовых и кристобалитовых пакетов в кварце вкрапленников из дайковых пород, а также данным термобарографии, свидетельствующим о начальных их температурах. Для гранодиорит-порфиров и невадитовых гранит-порфиров эти температуры, по данным термобарографии, от $900\text{--}1000$ до 1020°C , полифировых (сферолитовых) гранит-порфиров $700\text{--}980^{\circ}\text{C}$. ИК-спектроскопическое изучение образцов дайковых пород гранитных плутонов, включая порошки кварца, было проведено Е.С. Рудницкой для определения принадлежности кварца к высокотемпературным (β) или низкотемпературным (α) модификациям. Возможность применения метода инфракрасной спектроскопии для определения температуры образования сливных кварцев специально исследовалась в 1970 г. Е.И. Доломановой, М.С. Гасоян, Е.С. Рудницкой, Г.К. Тютневой и А.Б. Успенской. Ими установлено резкое различие в ИК-спектрах поглощения высокотемпературных (β) и низкотемпературных (α) кварцев. Для α -кварцев оказалась характерной интенсивная полоса поглощения в области $3800\text{--}3000\text{ см}^{-1}$, которая почти полностью отсутствует в спектрах поглощения β -кварца. Ими также установлено, что интенсивность полосы поглощения зависит только от генезиса кварца, а газово-жидкие включения не реагируют.

ИК-спектроскопический анализ показал, что в кварцах жильных гранитов (обр. 9208) позднекарбонново-раннепермского гранитного плутона кристобалитовых пакетов не обнаружено и в породе наблюдается низкотемпературный кварц с большим содержанием молекулярной воды.

Пермские граниты (обр. 136в/68) обнаруживают менее четко выраженный минимум в области $3000\text{--}3800\text{ см}^{-1}$, что служит указанием на наличие низко- и высокотемпературного кварца. Заметим, что термобарографические исследования этого же образца показали начало кристаллизации первых минералов в породе при температурах не более 700 , реже 850°C , т.е. данные обоих методов близки.

В полифировых (фельзитовых) гранит-порфирах Улькен-Каракууской структуры (обр. 110в/69, 99а/69) обнаружено присутствие двух типов кварца (β и α), причем в обр. 99а/69 низкотемпературного кварца очень мало. В полифировых (псевдосферолитовых) гранит-порфирах (обр. 81в/69, 99в/69) присутствует высокотемпературный кварц.

Пермские невадитовые гранит-порфиры в зависимости от размеров содержат различные кварцы. В маломощных дайковых телах (обр. 114Д/69) кварц низкотемпературный, тогда как в мощных (где они в центральной части тел отвечают уже мелкозернистым резкопорфировидным гранитам) присутствует высокотемпературный кварц (обр. 108б/68). Вид кривых при изучении порошков несколько иной, но результаты тождественны. Так, кривые для кварца пермских гранитов Каргалинской структуры (обр. 136в/68) показывают, что в кварцах возможно наличие кристобалитовых пакетов. Молекулярная вода в этих гранитах отсутствует. В среднезернистых переходных к мелкозернистым гранитах $\text{C}_3\text{--P}_1$ (обр. 9161) кристобалитовые пакеты не обнаружены и наблюдается мало H_2O .

В полифировых (фельзитовых) гранит-порфирах Улькэн-Каракууской структуры (обр. 110в/69) возможно наличие кристобалитовых пакетов и в них присутствует молекулярная вода.

Формирование олигофировых (полосчатых) гранит-порфиров и полифировых (сферолитовых) гранит-порфиров, судя по структурам основной массы, происходило при условии резкого переохлаждения магм. В этих типах даек, по сравнению с другими структурно-петрографическими типами, наиболее часто наблюдаются сферолиты, имеющие в олигофировых полосчатых гранит-порфирах иногда линейное расположение. Сферолиты образуются в вязких, переохлажденных расплавах и являются определенной кристаллизационной формой, которая требует наименьшей затраты энергии.

Судя по колебаниям минерального состава, в олигофировых полосчатых гранит-порфирах в пределах отдельных полос особенно ярко проявлена микрогетерогенность кристаллизующего расплава.

Наличие флюидално-плойчатых и параллельнослоистых текстур в отдельных кольцевых дайках невадитовых и полифировых гранит-порфиров, а также в линейных дайках олигофировых гранит-порфиров дает основание предполагать, что переохлаждение магмы имело место еще до достижения магмой поверхности, и появление подобных текстур в дайках отражает физико-химическое состояние магмы в момент ее внедрения и дальнейшего движения по трещине. В зонах эндоконтактов этих даек часто наблюдается сложное, узорчато-флюидалное строение, подобное тому, которое встречается не только в эффузивных фациях риолитов, но и в субвулканических телах (Рудич, 1966, 1978 гг.). Полосчатые олигофировые гранит-порфиры могут быть использованы для суждения об эрозионном срезе даек. Флюидалная плойчатость на всю мощность вкрест простирается дайки дает основание относить эти участки к прикровлевым их частям. Развитие флюидалности в эндоконтактах некоторых даек полифировых и олигофировых гранит-порфиров свидетельствует о значительно большем переохлаждении в краевых частях таких даек, чем в их центральных частях.

Таким образом, появление невадитовых, полифировых или олигофировых гранит-порфиров и характер их контактов отражают степень переохлаждения магм. При образовании олигофировых гранит-порфиров магмы были наиболее переохлажденными.

О ПРОМЕЖУТОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГАХ

На современной стадии развития наших знаний по строению и эволюции Земли, как отмечал в 1967 г. Е.К. Устиев, вопреки долго господствовавшему мнению о существовании на глубине 60–70 км слоя расплавленной или стекловатой базальтовой магмы, приходится допускать периодическое появление магматических расплавов там, где этому способствуют условия температуры и давления. Наиболее интересные данные получены в настоящее время под современными вулканами. Существование под Ключевским вулканом питающего магматического очага на глубине около 60 км с диаметром 25×30 км описал Г.С. Горшков

(1956 г.). Наличие цилиндрического столба полурасплавленных пород диаметром около 25 км, поднимающегося от кровли магмообразующего слоя в толщу земной коры до глубины в 20 км, предполагали под Авачинским вулканом С.А. Федотов, Г.С. Штейнберг и др. Выше этого основного очага магмы, уже на глубине 3–4 км, находится, по их мнению, еще один — периферический очаг магмы в виде линзы диаметром в несколько километров. Именно эта магматическая камера служит непосредственным источником лав при извержениях этого вулкана. С.Т. Балеста [2] позднее установил, что периферический магматический очаг под Авачинским вулканом расположен на глубине залегания верхнемелового фундамента (глубина его 1,5–2,0 км). Более поздние работы при продольном профилировании через Авачинский и Корякский вулканы (результаты ГСЗ) не дали прямых указаний о существовании под этими вулканами крупных неоднородностей, вызывающих аномальные эффекты в распространении сейсмических волн. Это дало основание С.Т. Балеста заключить, что периферический очаг под Авачинским вулканом, обнаруженный на глубине 1,5–2,0 км, либо полностью утерял связь с подкоровым источником, либо соединяется с ним (а возможно, и с "магмоводом" под соседним Корякским вулканом) посредством узкого канала, не превышающего в поперечнике длину волны (не более 300–400 м). По А.И. Фарберову (1974 г.), периферические очаги некоторых действующих вулканов Камчатки, Курил, Гавайских островов и Японии располагаются на глубине 4–6 км от подошвы вулканических построек. Сравнительно неглубокое залегание очагов питания магмой современных вулканов предполагал с 1972 г. по 1979 г. Ю.П. Масуренков. По его мнению, для реальных земных условий каналы для базальтов, андезитов, риолитов не простираются дальше 70–15 км. К аналогичным выводам для базальтов пришли Ф. Тернер и Д. Ферхуген (1961 г.), а позднее С.А. Федотов (1974 г.). Более протяженные каналы возможны только для ультраосновных расплавов. С.Т. Балеста [2] отмечает, что на Камчатке с разной степенью достоверности можно выделить магматические очаги питания вулканов на двух уровнях: периферические (вторичные) магматические очаги в земной коре на глубинах от 2–3 до 10–20 км и основные (первичные) магматические очаги, располагающиеся в переходном от коры к мантии слое на глубинах от 20–30 до 50–60 км. При этом он полагает, что первичные (основные) магматические очаги, залегающие в основании земной коры, являются местом скопления выплавки вещества мантии, в то время как магмоотделение происходит на значительно больших глубинах, охватывая мантию до глубин не менее 250–300 км (а возможно и больше). Глубину периферической магматической камеры под Большим Толбачинским трещинным вулканом в 2–3 км отмечали С.Т. Балеста, А.А. Каргапольцев, Г.Б. Григорян и др. в 1979 г. В земной коре Сахалина И.М. Альперович, В.М. Никифоров и В.В. Харахинов (1979 г.) по данным МТЗ выделили две узкие линейно вытянутые вдоль острова зоны тонкопроводящего слоя на глубине 10–15 км. Они предполагают, что на этой глубине возможны очаги частичного плавления кристаллических пород. С.М. Зверев, И.В. Литвиненко,

И.В. Пальмасон и др. (1979 г.) выявили в осевой части рифтовой зоны Южной Исландии сейсмически неоднородное тело, которое может соответствовать магматическому очагу. Данные других исследователей по Исландии Гавайям, Японии и другим районам мира нашли отражение в книге С.Т. Балеста [2] и здесь не приводятся. Вулкан Стромболи (С. Blot, 1979 г.) расположен над промежуточными очагами, приуроченными к глубинам 240–350 км. Под Этной (С. Archambault, J. Stoschek, J.C. Tanguy, 1979 г.) предполагается наличие линейного магматического резервуара на небольшой глубине вдоль рифтовой зоны, игравшего большую роль в образовании и снабжении боковых извержений Этны.

Существование в земной коре на небольших глубинах периферических магматических очагов подтверждено геофизическими данными во всех районах современного вулканизма. Данные о промежуточных вулканических камерах древнего вулканизма крайне ограничены, хотя все больше появляется данных, судя по минеральному составу вкрапленников и характеру их изменения в некоторых гипабиссально-субвулканических телах [Царева, 23], об их наличии. Так, в пределах Центрального Казахстана, судя по петрографическим особенностям и типичным стекловатым эндоконтактам, к периферическим магматическим камерам, по нашему мнению, надо отнести Сарыюленский массив площадью более 700 км, сформировавшийся в 4 фазы и принадлежащий к типичным гипабиссально-субвулканическим фациям по типу слагающих его пород. Основные отличия плутонов и массивов, связанных с вулканическими комплексами, отражены в статье С.В. Ефремовой и Г.М. Царевой, опубликованной в сборнике "Петрология и рудоносность ассоциаций горных пород" (1982 г.). Анализ петрографических особенностей гранитов и гранит-порфиоров кольцевых даек Каргалинской и Улькен-Каракууской структур дает основание предполагать кристаллизацию их из локальных магматических очагов, имеющих свои характерные особенности и формирующихся в разных районах на различных вертикальных уровнях. Так, гранит-порфиры Улькен-Каракууской структуры следует рассматривать как более близкие к поверхности образования (появление розовато-фиолетовых окрасок, гематита — в наиболее молодых дайковых породах), возможно в отдельных участках выходящие на поверхность и более близкие к магматическому источнику, их породившему (наличие среднезернистых равномернозернистых гранитов в более ранней кольцевой дайке), чем гранит-порфиры Каргалинской структуры. Еще более глубоководными, вероятно, будут гранитоиды, породившие кольцевые дайки гранит-порфиоров позднекарбонно-раннепермского возраста в Кузылрайской структуре (судя по отсутствию в дайках переходов к гранитам).

Если плутонические гранитоиды кристаллизуются в условиях медленного охлаждения и относительного равновесия в кристаллизующейся системе, то гранитоидные интрузивы вулканогенных формаций — в условиях относительно высокой тектонической активности, специфики внедрившейся магмы, обычно содержащей значительное количество неравно-весных минеральных ассоциаций и более кислый богатый летучими оста-

точный расплав, а также быстрой кристаллизации остаточного расплава в условиях открытой или полуоткрытой системы. Увеличение степени закрытости системы при формировании пород более поздних фаз в многофазных интрузивах гранитоидов вулканогенных формаций не приводит к установлению режима, характерного для плутонических формаций.

ПРИЧИНЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ ДАЙКОВЫХ ПОРОД И ПРИРОДА ЛАМПРОФИРОВ

Впервые лампрофиры как самостоятельная совокупность горных пород были выделены К. Гумбелем (1879 г.). Позднее (1887 г.) Р. Розенбуш подчеркнул, что отличительными чертами лампрофиров является наличие порфировых выделений биотита и других магнезиальных минералов вместо полевых шпатов. В настоящее время, когда эти породы достаточно хорошо изучены, они по-прежнему относятся к самостоятельной совокупности горных пород, не имеющих по количественно-минеральному составу ни вулканических, ни плутонических аналогов. Лампрофиры наблюдаются среди гранитоидных, сиенитоидных и щелочно-ультраосновных комплексов, реже вулканогенных и осадочных пород, слагая небольшие по объемам тела неправильной формы, а также в виде дайковых тел. Последняя форма наиболее распространена. Наблюдаясь в виде линейных, радиальных даек, они обычно образуют локальные участки и реже слагают протяженные пояса. Одни исследователи (Н. Боуэн, Д. Рейнольдс, Н.Д. Четтери, Л.А. Михалева, Г.М. Гапеева) связывают происхождение лампрофиров с дифференциацией магматических расплавов и считают их производными базальтовой магмы, другие (Г. Розенбуш, Г.Д. Афанасьев) рассматривают их как производные гранитоидной магмы. Г. Розенбуш писал, что лампрофиры появляются в результате расщепления гранитного расплава на аплитовый и лампрофировый и, соответственно, выделяя асхистовые и диасхистовые дайковые породы. В настоящее время доказано, что подобного расщепления гранитного расплава не происходит, и эти термины начинают отживать. Ряд исследователей (Д. Рейнольдс, Барт, В.С. Соболев, Р.Б. Баратов, Ф.К. Шипулин, Э.П. Изох, Х. Иошизава и К. Ишизаки и др.) считают лампрофиры гибридными образованиями и полагают, что гибридизму подвергалась базальтовая магма, другие (А.Н. Заварицкий, Б.М. Куплетский, М.А. Фаворская, К.Л. Бабаев, Х.М. Абдуллаев, В.К. Монич, П.Ф. Емельяненко, Г.А. Казарян и др.) предполагают, что гибридизму подверглась гранитная магма.

В.С. Соболев (1973 г.) связал образование лампрофиров с явлениями трансвапоризации — относительного обогащения водой, летучими и щелочами сравнительно сухой основной магмы при прохождении ее через еще не застывшие гранитные очаги. Этой же точки зрения придерживаются С.В. Мельгунов и А.С. Митропольский (1981 г.), изучавшие слюдяные лампрофиры Горного Алтая. Самостоятельную лампрофировую магму признают многие зарубежные ученые (Е. Бедерке, Е.А. Винсент, П. Эскола, Н.Д. Четтери, Ф.Дж. Тернер и Дж. Ферхуген, М.Дж. Галагхер).

Средний химический состав лампрофиров*

Окислы	Полевошпатовые лампрофиры			Фельдшпатоидные лампрофиры			Мелилитовые лампрофиры
	Спессартиты	Керсантиты	Минетты	Мончикиты	Камптониты	Лампроиты	Альнеиты
SiO ₂	<u>50,4</u> 5,5	<u>47,4</u> 4,5	<u>52,4</u> 5,3	<u>40,5</u> 3,1	<u>43,2</u> 2,2	<u>51,3</u> 4,1	<u>35,5</u> 2,6
TiO ₂	<u>1,2</u> 0,5	<u>1,3</u> 0,6	<u>1,2</u> 0,3	<u>2,3</u> 0,2	<u>2,5</u> 1,3	<u>1,6</u> 0,3	<u>2,7</u> 0,7
Al ₂ O ₃	<u>15,7</u> 1,3	<u>15,6</u> 1,6	<u>12,8</u> 1,7	<u>11,4</u> 2,4	<u>15,9</u> 2,4	<u>8,7</u> 1,2	<u>10,2</u> 0,7
Fe ₂ O ₃	<u>2,6</u> 1,2	<u>3,6</u> 1,8	<u>2,7</u> 1,4	<u>5,4</u> 1,2	<u>3,0</u> 2,3	<u>2,5</u> 1,0	<u>6,7</u> 2,9
FeO	<u>6,5</u> 2,5	<u>5,7</u> 2,1	<u>4,2</u> 1,0	<u>6,0</u> 1,1	<u>8,0</u> 1,8	<u>3,3</u> 0,5	<u>5,8</u> 0,9
MnO	<u>0,21</u> 0,1	<u>0,14</u> 0,06	<u>0,1</u> 0,4	<u>0,2</u> 0,03	<u>0,2</u> 0,04	<u>0,1</u> 0,06	<u>0,2</u> 0,06
MgO	<u>6,9</u> 2,4	<u>6,4</u> 2,0	<u>7,3</u> 2,2	<u>8,3</u> 2,8	<u>5,7</u> 1,7	<u>13,8</u> 2,6	<u>7,9</u> 3,0
CaO	<u>8,4</u> 2,0	<u>6,9</u> 1,8	<u>6,5</u> 2,6	<u>12,1</u> 1,8	<u>9,4</u> 1,0	<u>5,5</u> 2,1	<u>14,9</u> 2,0
Na ₂ O	<u>2,9</u> 1,1	<u>3,6</u> 0,9	<u>2,0</u> 1,0	<u>4,3</u> 1,6	<u>4,3</u> 1,0	<u>1,8</u> 1,0	<u>4,5</u> 2,1
K ₂ O	<u>2,1</u> 1,2	<u>2,6</u> 1,4	<u>5,5</u> 1,7	<u>1,7</u> 0,7	<u>2,9</u> 1,2	<u>6,5</u> 2,6	<u>2,3</u> 0,7
Число анализов	9	10	25	37	13	32	23

* В числителе — среднее содержание окисла, в знаменателе — среднее квадратическое отклонение.

Многие ученые (Х. Смит, С.С. Кайтаро и др.) допускают чисто структурные связи лампрофиров с гранитами. О комагматичности лампрофиров с долеритами писал Е.А. Винсент (1953 г.), а с диабазами — Х. Карстенс (1959 г.). По Д.С. Коржинскому, лампрофиры образуются при флюидизации магм. В Геологическом словаре (том II, с. 155) указывается, что образование некоторых дайковых пород, например лампрофиров, обязательно самостоятельному геологическому процессу, ведущую роль в котором играют глубинные разломы и плавление подкорового вещества Земли. В.Н. Москалева (т. I, с. 384) справедливо отмечает, что лампрофиры ассоциируют не только с щелочными базальтоидами в консолидированных областях земной коры, но и сопровождают интрузивы гранитоидов и более основных пород, далеко не всегда являющихся постконсолидационными образованиями.

Данные, полученные по лампрофирам на настоящее время, показывают, что они гетерогенны по происхождению и могут быть производными как кислых, так основных и щелочно-ультраосновных магм. Лампрофиры обнаруживают переходы к диоритовым, габброидным, щелочным и щелочно-ультраосновным сериям горных пород. В областях платформенного режима лампрофиры генетически связаны с щелочно-ультраосновными магмами, о чем писали Н.П. Сурина (1970 г.), Л.С. Бородин, А.В. Лапин, И.К. Пятенко (1976 г.). Р.В. Оболенская (1971 г.) отнесла слюдяные лампрофиры к производным щелочной оливин-базальтовой магмы. Л.С. Бородин и др. [3], отмечая отличия лампрофиров от вулканических и плутонических, близких к ним пород, подчеркивали относительно высокую активность калия в магме, что привело к выделению в них биотита на магматической стадии кристаллизации (альнеиты, мончикиты). Анальцит в мончикитах, по их мнению, является также первично магматическим минералом. В вулканических и плутонических щелочно-ультраосновных породах оба минерала появляются в связи с наложенными метасоматическими процессами, т.е. своеобразие условий кристаллизации этих видов лампрофиров не вызывает сомнений. Лампрофиры, производные щелочно-ультраосновных магм, появляются после эффузивной и интрузивной фаз [3] и завершают определенный тектоно-магматический этап (Кольский п-ов, Маймеча-Котуйская провинция).

В целом для лампрофиров установлена общая зависимость состава пород от химизма, в первую очередь от кремнекислотности исходных магм: более кремнекислым магмам соответствуют и более кремнекислые лампрофиры. Так, в срединных массивах формирование камптонитов, мончикитов тесно связано с появлением тешенитов, эссекситов и трахидолеритов. В складчатых областях типично появление спессартитов и минетт, причем первые могут быть производными как основной магмы (при повышенном содержании щелочей), так и кислой — в результате широко проявленных процессов гибридности. К.М. Стафеев не исключает, что часть лампрофиров по своему происхождению представляет тугоплавкий остаток — рестит. Керсантиты, минетты, вогезиты (см. рис. 9) относятся к субщелочным горным породам, тогда как спессартиты — к нормальному и субщелочному рядам (табл. 7). Эти особенности состава,

по-видимому, и обусловили их генетические особенности. Спессартиты, производные основной магмы обладают следующими характерными особенностями: 1) пространственно могут быть приурочены к любым видам горных пород независимо от их генезиса, 2) отчетливо обнаруживается обогащенность расплава H₂O и повышенное содержание P₂O₅ (содержание апатита до 3,5%). Полевошпатовые лампрофиры пространственно приурочены к районам распространения гранитоидных интрузивов и часто располагаются в них самих. По облику и контактовым взаимоотношениям отчетливо наблюдаются два типа полевошпатовых лампрофи-

ров: а) не имеющие резких закаленных контактов с вмещающими их гранитоидами (минетты, спессартиты, Мегри-Ордубадский массив), б) с обычными закаленными эндоконтактами, с переходами от мелко-к среднезернистым разновидностям к центральным частям даек (наиболее часто встречающийся тип). Оба типа полевошпатовых лампрофиров обнаруживают характерные для гибридных пород структуры и текстуры и в них часто обнаруживаются ксенолиты амфиболитов или биотититов. В некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы в диориты и диорит-порфириды (Средняя Азия, Казахстан, Южное Приморье). В 1952 г. В.С. Соболев считал, что маложелезистый характер биотита является одним из главных доказательств связи лампрофиров с базальтовой магмой. Позднее (1970 г.) Г.А. Казарян на примере спессартитов, керсантитов и минетт, развитых в Мегри-Ордубадском массиве, и эндоконтактных фаций гранитоидов (по данным Т.А. Аревшатын и др.) показал большие колебания железистости и доказал, что маложелезистость биотита не является доказательством генетической связи лампрофиров с базальтовой магмой и лишь свидетельствует об их гибридном происхождении. В керсантитах из гранитоидных плутонов Армянской ССР Г.А. Казарян отметил пониженное содержание циркония и элементов группы железа, сходное с содержаниями эндоконтактных фаций гранитоидов, т.е. эти лампрофиры несут черты геохимического сходства с гранитоидами, в пределах которых они обычно размещаются.

Таким образом, лампрофиры являются продуктами как кристаллизации расплавов повышенной щелочности, так и типичными гибридными породами. Они тесно связаны с формированием щелочно-ультраосновной, основной и гранитоидной магмы.

Еще большее разнообразие петрографических типов дайковых пород наблюдается среди горных пород, не принадлежащих лампрофирам. Это разнообразие тесно связано с составом магм, их эволюцией и условиями кристаллизации, т.е. зависит от выполнения магмами вертикальных, пологих или горизонтальных трещин, степени их открытости и возможностей дифференциации магмы во время ее кристаллизации еще до достижения верхних уровней земной коры, а также от окончательной кристаллизации магмы.

Дайковые породы, производные основной магмы, связанные с вулканическими комплексами, как это было показано выше, обычно кристаллически, реже стекловаты, причем породы редко порфировые, т.е. условия кристаллизации были достаточно благоприятны. Их дифференциаты в ранние этапы развития геосинклиналей, как уже отмечали Т.И. Фролова, Е.Б. Яковлева и др., могут иметь состав от андезитов до дацитов, причем горные породы сохраняют элементы офитовой структуры вследствие сходного расположения зерен плагиоклаза и выполнения промежутков между зернами плагиоклаза кварцем. В контрастных сериях вулканитов в дайках риолитов вкрапленники редки, но часто наряду со сферолитами наблюдается много и микролитов. Эти соотношения свидетельствуют, что при увеличении вязкости магмы резко возрастает количество центров кристаллизации. Когда магма сильно дегазирована, но какое-то ко-

личество флюидов еще сохраняется, в зонах контакта даек появляются флюидалные структуры. Эти типы вулканических пород Е.Б. Яковлева (1975 г.) рассматривает как вулканиты IA. Ею выделены также вулканиты IB, представляющие собой образования, позволяющиеся при кристаллизации достаточно вязких магм. Текстуры пород в вулканитах IB обычно полосчатые, распределение микролитов неравномерное, часто встречается сферолоиды и характерна большая неоднородность, обусловленная неравномерным распределением летучих. В дайковых породах, несущих признаки остановок магмы в процессе кристаллизации (вулканиты II, или флюид-порфировые, по Е.Б. Яковлевой), наблюдается несколько генераций одноименных минералов.

Наиболее разнообразны по структурам дайковые породы, сопровождающие формирование вулканоплутонических комплексов и ассоциаций.

Состав горных пород очень разнообразен и, судя по наличию резкопорфировидных и равномернозернистых их разновидностей, можно предполагать, что первыми начинали кристаллизацию вкрапленники еще до достижения магмой окончательных участков кристаллизации, а появление флюидалных текстур и линейное их расположение, особенно в полифировых (фельзитовых) и невадитовых (фельзитовых) гранит-порфирах кольцевых даек — производных гранитоидных магм, говорят о том, что в эндоконтактах происходила наибольшая дегазация магмы.

В тех случаях когда горные породы равномернозернисты в эндоконтактах, можно предполагать относительно спокойные условия кристаллизации магмы с возникновением многочисленных центров кристаллизации и образованием фельзитовых и микрогранитных структур. При наличии в эндоконтактах гранит-порфиров сферолитовых структур можно предполагать переохладение и увеличение вязкости расплава, а также резкое возрастание количества центров кристаллизации в эндоконтактах по сравнению с центральными частями даек в момент кристаллизации магмы. Апофизы собственно интрузивных фаз, обладающие в центральных частях даек крупной зернистостью, а в краях более мелкозернистые, отражают, по-видимому, неравномерность возникновения центров кристаллизации и более благоприятные условия кристаллизации в центральных частях даек. Гранит-аплиты несут четкие следы дегазации магмы. Дайковые породы, комагматичные плутонам, вскрытым современным эрозийным срезом, по-видимому, более дегазированы по сравнению с вмещающими их плутоническими породами. Массовое образование центров кристаллизации происходило в эндоконтактах, а в центральных частях даек, судя по наличию только двух-трех генераций минералов, существовали более спокойные условия кристаллизации при отчетливом избытке против эвтектики главных химических элементов и одновременном появлении нескольких центров зарождения.

Таким образом, содержание летучих в магме, обуславливающее ее подвижность, их неравномерная потеря, а также состав магмы являются главными причинами разнообразия структур дайковых пород. Наиболее широкие вариации их изменения характерны для кислой магмы.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

В подавляющем большинстве магматических пород рудные минералы содержатся в малых количествах в пределах 1–5 %, и только в породах, производных основных магм и некоторых разновидностях средних и щелочных пород их содержания могут достигать 10–15 % и более. Рудные минералы появляются на протяжении всего процесса формирования магматических пород, включая постмагматическую стадию. Наиболее полные сведения о возможностях привлечения рудных минералов для решения разнообразных петрологических вопросов можно найти в работах В.А. Вахрушева и др. (1962–1973 гг.). Рудные минералы дайковых пород В.А. Вахрушевым привлекались лишь для решения возрастных взаимоотношений даек с рудными телами, на примере Ибринского скарново-железородного месторождения.

В дайковых породах среди рудных минералов отчетливо выделяются три типа: 1) магматической стадии кристаллизации, 2) постмагматической стадии, 3) наложенные рудные минералы.

Рудные минералы магматической стадии кристаллизации представлены в дайковых породах, связанных с вулканическими комплексами (жерловая и субвулканическая фации), магнетитом и титаномagnetитом двух генераций (I — редкие крупные неправильной формы зерна, аналогичные по величине вкрапленникам других минералов; II — более многочисленные зерна в основной массе). Для дайковых пород жерловой и субвулканической фаций обычно характерно равномерное распределение рудных минералов II генерации в виде "рудной сыпи", а во флюидальных разновидностях — полосчатое. Даже при дальнейшей перекристаллизации пород равномерное и полосчатое распределение магнетита и титаномagnetита сохраняется, что позволяет отделять эти дайковые породы от гипабиссально-субвулканических и типичных плутонических пород, в которых распределение рудных минералов более неравномерное. Из других минералов в дайковых породах основного состава могут присутствовать рутил, ильменит, редко гематит. Содержание магнетита и титаномagnetита в дайках габбродиабазов может колебаться от 4 до 15 % (в среднем 5,9 % в шлифах и от 2,6 до 7,2 кг/т в шлихах).

В дайковых породах производных кислой магмы, связанных с формированием плутонических комплексов, содержание рудных минералов может составлять от единичных зерен до 3,8 %, причем в диоритах и диорит-порфирах их содержание более высокое — от 1,3 до 4,4 %, а в гранодиорит-порфирах и гранит-порфирах обычно не превышает 1,6 %. От невадитовых гранит-порфиров через полифировые к олигофировым в целом содержание магнетита заметно ниже, хотя и подвергается значительным колебаниям (от 3,6 кг/т до 83 г/т). В дайках гранит-аплитов, дифференциатах гранитных плутонов, содержание магнетита может колебаться от единичных зерен до 1,6 кг/т.

В дайковых породах, производных основной магмы, магнетит и тита-

номagnetит образуют зерна неправильной и скелетной формы и наблюдаются главным образом в промежутках между зернами других минералов, появляясь в конечные стадии формирования породы. В.С. Шеймович и Т.С. Краевая [41], рассматривая в 1976 г. дайки древнетвердых базальтов в полях ареального вулканизма Камчатки (правый борт р. Крюки), отмечали, что магнетит заполняет не только интерстиции, но и нередко встречаются плагиоклаз-сагнетитовые обособления в виде параллельных прожилков и линз толщиной до 2 мм, ориентированных по простиранию дайки, обладающих нерезкими контактами. Содержание магнетита в прожилках достигает 50 %; в целом в породе до 10 %. Базальты представлены мегаплаггиофировыми разновидностями, характерными для приводящих каналов излияний, и это дает основание предполагать возможность отделения рудных минералов от расплава еще в магматическую стадию формирования базальта.

В дайковых породах, производных кислой магмы, магнетит наблюдается в неправильной или идиоморфной формы зернах и кристаллизуется на протяжении всего этапа магматической стадии кристаллизации породы. Содержания окиси титана в магнетитах в разных возрастных группах дайковых пород могут сильно различаться, помогая исследователю решать вопрос комагматичности дайковых пород с конкретными гранитоидными плутонами, как это хорошо видно на примере Акджальского массива.

Рудные минералы постмагматической стадии наблюдаются в дайковых породах повсеместно, хотя и являются достаточно распространенными минералами. Так, пирит обнаруживается во всех типах дайковых пород, независимо от их генезиса. Он может наблюдаться не только в виде вкрапленности, но и развиваться по трещинкам, а в кислых дайках появляться и в кварц-мусковитовых прожилках, формирующихся в постмагматическую стадию.

Вкрапленность пирита в олигофировых гранит-порфирах и диоритах изучалась на микроскопе. Установлено, что пирит из гранит-порфиров не содержит Co и Ni, а медь образует самостоятельные включения. В дайках габбродиабазов титан постоянно входит в пирит изоморфно, а кобальт обнаруживается в виде включений в зернах. Содержания кобальта, судя по характеру распределения, более высокие в дайках габбродиабазов, по сравнению с диоритами, производными кислой магмы. Из других минералов повсеместно в дайковых породах обнаруживаются галенит, арсенопирит, молибденит, сфалерит, халькопирит. Последний иногда появляется при замещении титанавгита (в габбродиабазах) или роговой обманки (в диоритах, гранодиорит-порфирах, гранит-порфирах) хлоритом. В некоторых случаях окисные минералы и сульфиды также замещены вторичными минералами; по магнетиту развивается мартит с сохранением морфологии его зерен; по пириту — гематит или минералы группы гидрогетита с появлением отчетливо выраженных колломорфных структур. В 1957 г. М.Т. Козлов в одном случае в габбродиабазах (II этап внедрения даек) Тувы отмечал в миндалинах галенит вместе с карбонатом и сульфидами меди.

В пределах рудных полей и месторождений постоянно наблюдается вкрапленность рудных минералов не только в дайковых породах, но и в ксенолитах, развитых в них, в том числе и в ксенолитах кварца. Это особенно типично для редкометальных месторождений, в которых после формирования редкометальной минерализации имело место образование даек диорит-порфириров, гранодиорит-порфириров или гранит-порфириров. Так, в пределах Коктенкульского месторождения (Казахстан) дайки диорит-порфириров пересекают не только граниты, но и кварц-молибденитовые жилы и прожилки и содержат обломки последних. В диорит-порфиридах наблюдается вкрапленность пирита, часто совместно с кварцем, более низкотемпературным и развивающимся в диорит-порфиридах очень неравномерно.

Соотношения магнетита скарнов с магнетитом более молодых даек сиенитов и кварцевых сиенит-порфириров (граносиенит-порфириров, по В.А. Вахрушеву) позволили решить вопрос о генетических связях Ирбинского месторождения с плутоническими породами — в магнетите молодых даек в отличие от магнетита скарнов наблюдаются тончайшие, закономерно ориентированные включения ильменита. Все магнетитовое оруденение этого месторождения пространственно и генетически связано с сиенитами, располагаясь во времени между периодами становления собственно интрузива и сопутствующей ему дайковой фации.

Еще более сложные соотношения интрузивов, даек и рудных минералов в них наблюдаются на медно-молибденовых месторождениях Малого Кавказа, которые будут рассмотрены ниже (см. с. 190).

Рудные минералы в дайковых породах имеют большое значение для решения петрогенетических вопросов:

1) характер распределения магнетита (неравномерное, равномерное, полосчатое) дает основание относить дайковые породы к вулканическим (жерловым, субвулканическим фациям вулканических пород) или плутоническим комплексам;

2) в дайках основного состава титаномагнетит может быть использован как геотермометр при условии, что наряду с ним присутствует ильменит;

3) содержание титана в магнетите помогает, наряду с другими критериями, доказать разновозрастность как гранитоидов, так и наблюдаемых в них дайковых пород;

4) характер развития сульфидов и их взаимоотношения с другими минералами дают основание судить о том, появляются ли они в магматическую, постмагматическую стадии формирования породы или принадлежат наложенным рудным минералам, связанным с более поздними процессами других тектонических и возрастных этапов.

Отметим, что магнетит и титаномагнетит применяются для расчленения даек по палеомагнитным данным. Так, Н.П. Михайлова и др. (1976 г.) на примере Украинского щита показали возможность использования палеомагнетизма диабазовых даек при реконструкции докембрийского вулканизма. Дайки в пределах этого региона, как уже отмечалось выше, фиксируют этапы тектоно-магматической активизации.

Изучив естественную остаточную намагниченность горных пород, Н.П. Михайлова (1979 г.) пришла к выводу, что взаимное расположение виртуальных геомагнитных поясов, при отсутствии взаимопересечений даек, помогает исследователю судить о последовательности внедрения даек в пределах Украинского щита.

В Центральной части Гренландии изучение палеомагнитных данных даек базальтов помогло, как отмечали А.М. Фаллер и Н.Дж. Сопер (1979 г.), разделить дофлексурные и постфлексурные дайки. Палеомагнитное исследование даек докембрийских диабазов серии Кивино в Северном Мичигане (Канада) позволило Л.Дж. Песонену и Х.Ц. Халсу в 1979 г. интерпретировать две группы даек Кивино как часть одной и той же магматической пульсации. Изучение палеомагнетизма позднепалеозойских долеритов, порфирировых долеритов и "ромбен-порфириров" дало основания Л. Торнингу и Н. Абрахасену (1980 г.) рассматривать все эти виды дайковых пород как приблизительно одновозрастные.

Долеритовые дайки о. Джерси (В.А. Дафф, 1980 г.) по направлению стабильной намагниченности разделяются на раннедокембрийско-познедокембрийские, силуро-девонские и позднекарбонные, лампрофировые дайки — на силурийские и девонские, а риолитовая дайка имеет кембрийский возраст.

Палеомагнитное изучение дайковых пород дает возможность определять не только возраст даек, но и их положения в определенные геологические эпохи, т.е. способствует палеореконструкциям при решении вопросов развития платформ и складчатых областей. Так, в Центральной Швеции по дайкам долеритов Дж. Пайпе уточнил форму траектории движения полюса в позднем протерозое на Балтийском щите. Изучение палеомагнетизма по породам даек и другой формы тел позволило П. Виллиамсону сделать вывод, что о. Маккуори формировался как часть Индийского щита. Палеомагнитное изучение даек базальтов, лампрофиров, трахитов, внедрившихся после орогенного этапа в Ново-Зеландской дуге (северная часть округа Уэстленд), позволило Г.В. Гриндли и Р.Дж. Оливеру в 1979 г. предположить, что Новая Зеландия отделилась от Западной Антарктики и Восточной Австралии в позднемеловое время.

П.Л. Лапойнт (1979 г.) по сходству магнитной полярности и тектонической обстановки внедрения лампрофировых даек и даек диабазов Искасен (Канадский арктический архипелаг) предположил, что они связаны единым процессом — открытием Северо-Атлантического океана, которое началось в раннем мелу.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

Петрохимические особенности. Дайковые породы, производные основной и кислой магмы, сохраняют особенности, типичные для соответствующих вулканических и плутонических комплексов, но уровень содержания элементов может заметно колебаться, отражая глубинные процессы. При формировании вулканоплутонических комплексов наблюдаются более сложные соотношения.

Для близких к вертикальным даек, производных основной магмы, обычно характерно большое однообразие составов не только по простиранию, но и в вертикальном разрезе, как это установлено в обнаженных врезках (на расстоянии до 1 км) Большого Кавказа. Породы даек по сравнению с лавовыми потоками, если они принадлежат более поздним дифференциатам, обычно обнаруживают заметные отличия. Так, анализ стекол из зальбандов дайки базальтов океанического дна показал, что по сравнению с базальтами двух пачек из потоков, вскрытых скважиной 418А, в породах дайки наблюдается повышенное содержание SiO_2 , FeO и TiO_2 (Thompson, 1980 г.). Большие различия в поведении главных породообразующих окислов обнаруживаются и в силлах, так, например, долеритовые силлы Сибири [39] при процессах дифференциации накапливают в остаточном расплаве железо, а на конечном этапе — щелочи и кремнезем. Породы массовых трапповых излияний платформ, как это показали многие исследователи, в том числе И.И. Абрамович и И.Г. Клушин (1980 г.), отличаются низкой железистостью, а также невысокими содержаниями титана, фосфора и щелочей.

Рассмотрим поведение главных породообразующих (SiO_2 , Na_2O , K_2O) и акцессорных (Rb_2O , Li_2O , Cs_2O) окислов в дайках производных кислых магм на примере близких по возрасту даек единого эволюционного ряда в кольцевых структурах Центрального Казахстана.

В разновозрастных в геологическом смысле дайковых породах Каргалинской кольцевой структуры в последующих порциях поступающей магмы (от гранодиорит-порфиров к полифировым гранит-порфирам) наблюдается увеличение не только SiO_2 , но и суммы щелочей (рис. 26). В дайковых породах других кольцевых структур содержание SiO_2 к более поздним дифференциатам увеличивается, в то время как сумма щелочей сохраняется неизменной (Кызылрайская, Улькен-Каракууская структуры) или несколько уменьшается (Байназарская структура).

В Кызылрайской структуре невадитовые гранит-порфиры (C_{2-3}) содержат 70,8 % SiO_2 , а крупнозернистые граниты (C_3-P_1), как и невадитовые гранит-порфиры, их пересекающие (C_3-P_1), имеют близкие содержания SiO_2 (73,01 % — и 73,56 % соответственно). В олигофировых гранит-порфирах (C_3-P_1) содержание SiO_2 выше (76,74 %), чем в невадитовых. Пермские интрузивы по сравнению с калдырминскими (C_3-P_1) являются более кислыми (SiO_2 74,73 %). Содержания Na_2O , K_2O ,

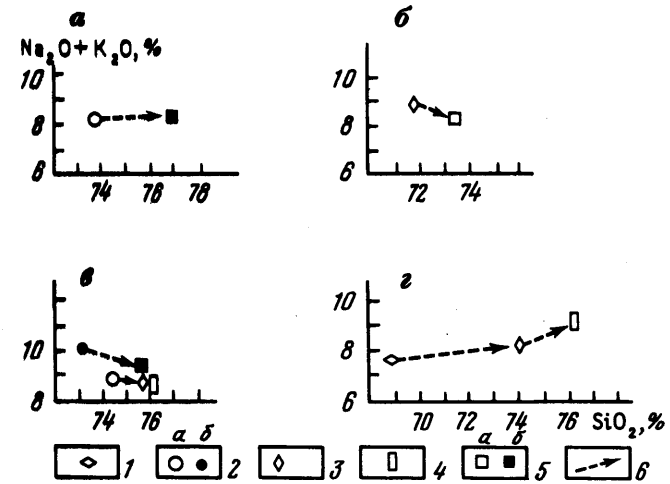


Рис. 26. Изменение средних содержаний SiO_2 и щелочей в дайковых породах интрузивных комплексов кольцевых структур.

а — Кызылрайская структура; б — Байназарская структура; в — Улькен-Каракууская структура; г — Каргалинская структура.

1 — гранодиорит-порфиры (C_3-P_1); 2 — невадитовые гранит-порфиры (а — C_3-P_1 , б — P); 3 — полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры; 4 — полифировые (сферолитовые) гранит-порфиры; 5 — олигофировые гранит-порфиры (а — C_3-P_1 , б — P); б — последовательность появления пород во времени

Li_2O и Rb_2O подчиняются близким закономерностям, причем во всех породах Кызылрайской структуры средние содержания Na_2O меньше K_2O .

Изменения содержаний SiO_2 и щелочей в дайковых породах C_3-P_1 Улькен-Каракууской кольцевой структуры подобны изменению их в Кызылрайской структуре. Если в невадитовых гранит-порфирах, переходящих к центральным частям даек в мелкозернистые резкопорфировидные граниты, средние содержания SiO_2 74,46 %, то в полифировых (фельзитовых) — 75,75 %, а в полифировых (псевдосферолитовых) гранит-порфирах, переходящих в тонкозернистые миароловые граниты, — 76 %, хотя в отдельных анализах цифры заметно колеблются. Тенденция некоторого увеличения SiO_2 к более лейкократовым и более поздним инъекциям отчетливо сохраняется и в породах Улькен-Каракууской структуры. Средние содержания Na_2O меньше K_2O для всех разновозрастных групп пород. Содержания акцессорных Li_2O , Cs_2O , Rb_2O не обнаруживают четко выраженных закономерностей.

В гранитах Центрального (пермского) массива содержание SiO_2 74,38 %, в невадитовых гранит-порфирах 73,14 % (одно определение), а в олигофировых гранит-порфирах 75,49 %. Поведение щелочей подобно предыдущим.

Для полифировых и олигофировых гранит-порфиров Байназарской кольцевой структуры характерны более низкие содержания SiO_2 , чем для подобных типов пород вышеописанных структур (в полифировых гранит-порфирах 71,68 %, олигофировых 73,46 %), хотя общие тенденции увеличения кремнезема в более поздних дайках сохраняются.

В Каргалинской кольцевой структуре от гранодиорит-порфиров (SiO_2 68,10 %) к полифировым и олигофировым гранит-порфирам (SiO_2 72,24 % до 78 %) наблюдаются те же закономерности, причем в каждой возрастной группе от более древних к более молодым содержание SiO_2 увеличивается. Содержание Na_2O в этих породах меньше чем K_2O , в более гибридных разностях пород их содержания близки, а в более поздних дифференциатах K_2O заметно преобладает над Na_2O . Заметим, что в восточном окончании единственной дайки олигофировых гранит-порфиров, которая нами рассматривается как апофиза Верхне-Мукурского массива, содержание SiO_2 в центральной части, сложенной тонкозернистыми резкопорфировидными гранитами 72,19 %, а в зоне эндоконтакта, где породы отвечают олигофировым гранит-порфирам, — 77,23 %. Мелкозернистые граниты эндоконтактной фации Верхне-Мукурского интрузива имеют близкие содержания SiO_2 (77,75 %), а содержания K_2O в эндоконтактах дайки и интрузива одинаковы (4,56 %), т.е. и петрохимические данные подтверждают предположение о генетической связи пород.

В гранитных интрузивах, вскрытых современным эрозионным срезом, как это установлено многими исследователями, наблюдается отчетливое увеличение содержаний SiO_2 от гранитов собственно интрузивной фазы к гранитам дополнительных интрузивов и к жильным гранитам, в то же время отношения Na_2O и K_2O в гранитных интрузивах крайне изменчивы и не подчиняются каким-либо отчетливо выраженным закономерностям (рис. 27).

Поведение SiO_2 и других породообразующих окислов в дайковых породах наиболее детально изучено в онгонитах [19], химический состав которых заметно отличается от известных составов магматических пород. Они принадлежат к крайневысокоглиноземистым породам ($al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 10 - 100$); очень часто несут весьма высокие концентрации натрия при преобладании его над калием. Содержание фтора в этих породах, по данным В.И. Коваленко и Н.И. Коваленко [19], от 0,4 до 3,5 %. Как показали исследования этих ученых, распределение фтора по простиранию и вкрест простирания одной из даек (дайка Амазонитовая) очень неравномерно, причем отчетливо наблюдается увеличение содержаний фтора к эндоконтактам, т.е. к породам меньшей степени закристаллизованности.

Нами установлено, что в дайках гранит-порфиров наблюдаются две тенденции изменения содержаний SiO_2 от центральных частей даек к эндоконтактам. В первом случае к эндоконтактам содержание SiO_2 уменьшается (линейные дайки невадитовых гранит-порфиров Кызылрайской и Каргалинской кольцевых структур), во втором — увеличиваются (невадитовые гранит-порфиры кольцевых даек Улькен-Каракууской и по-

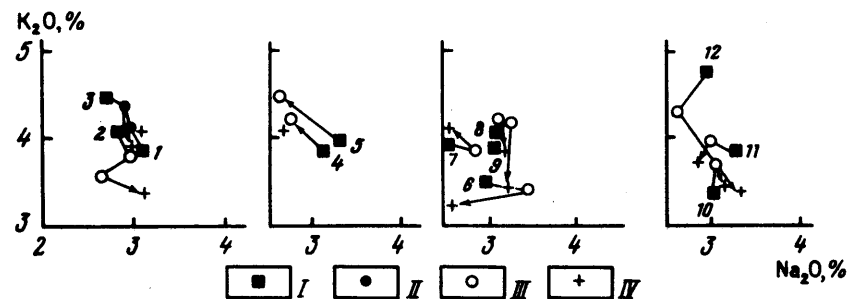


Рис. 27. Характер изменения содержаний Na_2O и K_2O в эволюционном ряду гранитов в гранитных массивах Центрального Казахстана.

I — граниты собственно интрузивной фазы; II — первый дополнительный интрузив; III — второй дополнительный интрузив; IV — жильные граниты. 1–12 — названия массивов: 1 — Майтас, 2 — Восточный Сарытау, 3 — Бектау-Ата, 4 — Восточный Коунрад, 5 — Бельтерек, 6 — Кент, 7 — Акчатау, 8 — Улькен-Каракуу, 9 — Кызылрай, 10 — Каракамыс (аляскиты), 11 — Кент (северо-восточный), 12 — Каракамыс (двуполевошпатовые граниты)

лифировые гранит-порфиры Каргалинской кольцевых структур). Это обусловлено развитием процессов гибридности в краевых (уменьшения SiO_2 к эндоконтактам) или центральных (увеличения SiO_2 к эндоконтактам) частях даек. Подобные же тенденции изменения содержаний от центральных частей даек к эндоконтактам обнаруживают K_2O и Rb_2O ; Li_2O и Cs_2O обладают противоположными тенденциями изменения к эндоконтактам (рис. 28).

В дайках гранит-порфиров и гранитах Каргалинской структуры содержания Fe_2O_3 преобладают над FeO и отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ колеблются от 1,1 до 7,9, причем они наиболее изменчивы в породах, относимых к Верхне-Мукурскому массиву и его апофизе. В тех случаях, когда анализировались центральная и эндоконтактная части дайковых пород, в центральных частях даек наблюдаются более высокие содержания FeO и соответственно отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ становятся меньше, т.е. отчетливо видна меньшая степень окисленности железа к центральным частям даек.

В магнетитах (в породах внешней кольцевой дайки гранодиорит-порфиров Каргалинской структуры) содержания Ni увеличиваются к эндоконтактам, а TiO_2 — к центральной части, в то время как содержания Co и V_2O_5 близки.

Приведенные выше данные показывают, что петрохимические особенности дайковых пород находятся в начальной стадии их изучения. Обычно авторами приводятся в работах единичные анализы, а целенаправленное изучение практически не проводится.

Геохимические особенности. Рассмотрим геохимические особенности дайковых пород главным образом на примере производных кислой магмы, наиболее важных для решения многих петрологических вопросов.

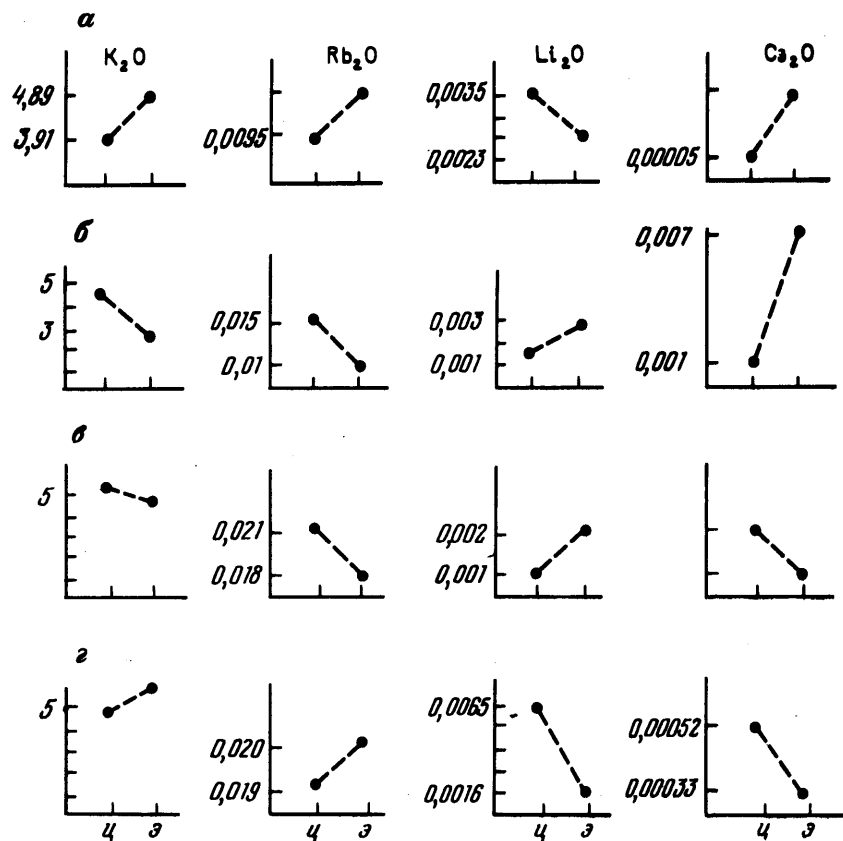


Рис. 28. Характер направленности изменений содержаний K_2O , Rb_2O , Li_2O и Ca_2O от центральных частей даек (ц) к эндоконтактам (э) в дайковых породах Центрального Казахстана.

а — Каргалинская кольцевая структура, невадитовые гранит-порфиры; б — Кызылрайская кольцевая структура, невадитовые гранит-порфиры; в — Улькен-Каракууская кольцевая структура, полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры; г — Байназарская кольцевая структура, полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры

Эти породы наследуют геохимические особенности гранитоидов, близких к ним по времени образования, что указывает на тесную генетическую (сходные содержания) или парагенетическую (сохранение тенденций поведения элементов) связь рассматриваемых горных пород. Как и в гранитоидах, в дайковых породах наблюдается обычно накопление рудных элементов в более поздних дифференциатах. В измененных и милонитизированных разновидностях дайковых пород закономерности, отмеченные выше, резко нарушаются, и картина распределения элементов усложняется.

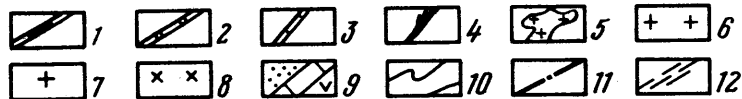
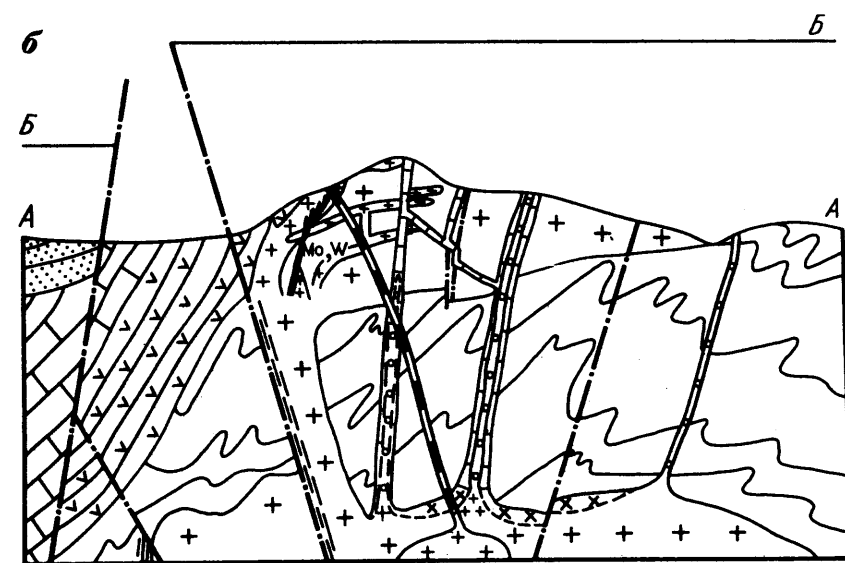
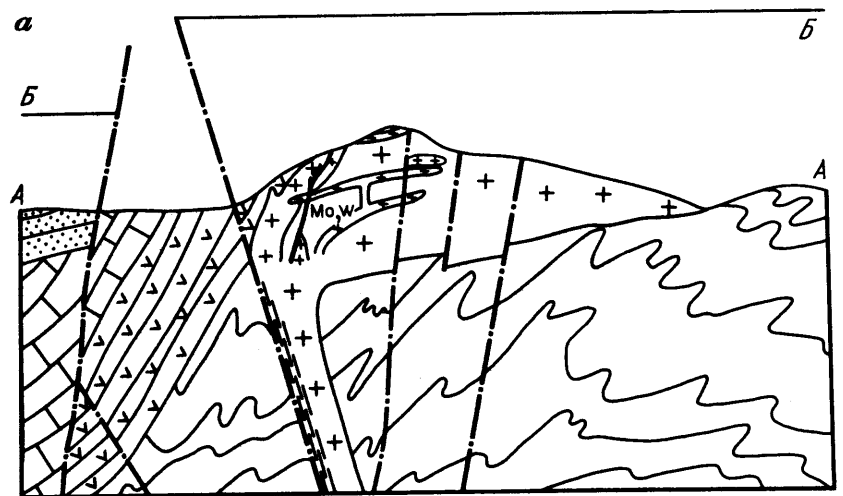
Как уже отмечал Л.В. Таусон (1979 г.), рубидий, таллий и барий в

магматических расплавах тесно связаны с геохимической историей ядра. Олово, молибден, медь, вольфрам и золото вследствие более сложных отношений с петрогенными компонентами и связей с летучими, либо накапливаются в поздних дифференциатах гранитных серий (Sn, W, U), либо распределяются в них равномерно (Mo, Cu, Au).

Геохимические особенности дайковых пород могут быть использованы как один из критериев, уточняющих строение гранитоидных комплексов. В.С. Коптев-Дворников, Л.В. Таусон, В.И. Коваленко, П.И. Недашкович, В.В. Ляхович и многие другие исследователи в своих работах много внимания уделяли геохимическим особенностям гранитоидных пород, решая вопросы геохимической и металлогенетической специализации магм. В.С. Коптев-Дворников неоднократно подчеркивал, что акцессорные элементы помогают решить вопрос генетической или парагенетической (сопроисхождение) связи между гранитоидами и дайковыми породами и рекомендовал привлекать геохимические исследования при решении вопроса строения гранитоидных комплексов, если нет прямых геологических данных. Это особенно важно для надинтрузивных зон, где правильная интерпретация геологического строения интрузива помогает направлять ведение геологоразведочных работ. Практика работ Казахской петрографической группы ИГЕМ АН СССР и многих других геологических учреждений Казахстана и Средней Азии и Кавказа показывает, что в настоящее время мы можем говорить о существовании не менее четырех моделей строения гранитоидных плутонов, причем форма их может быть разнообразной.

Модель I (рис. 29, а). Все типы пород в интрузиве являются производными одной интрузивной фазы (одного объема магмы). Горные породы последовательных инъекций тесно взаимосвязаны генетически; в породах последующих фаз уменьшается зернистость, отражая все ухудшающиеся условия кристаллизации магмы. Формирование гранитов происходит в следующей последовательности: крупнозернистые граниты собственно интрузивной фазы → среднезернистые (редко крупнозернистые) граниты дополнительных интрузивов (иногда несколько генераций, причем если более ранние из них среднезернистые равномернозернистые, то последующие среднезернистые до мелкозернистых мелкопорфировидных) → пологие тела и дайки мелкозернистых гранитов → гранит-аплиты → молибденит-вольфрамитовые или касситерит-кварцевые жилы. В единичных случаях молибденит-вольфрамитовые кварцевые жилы появляются в вилке двух генераций жильных (мелкозернистых) гранитов или гранит-аплитов. Такое строение имеют большинство пермских гранитных интрузивов Центрального Казахстана.

Модель II (см. рис. 29, б). В гранитный интрузив, сформировавшийся по I модели, внедряются поздние дайки (II этапа, по О.С. Полквой и В.С. Коптеву-Дворникову), горные породы которых комагматичны гранитоидам I модели. Предполагается, что последовательность появления этих даек отражает эволюцию магмы в промежуточной магматической камере в более глубоком горизонте земной коры (к этой модели можно отнести большинство позднекарбонново-пермских интрузивов Централь-



$\frac{a}{б}$ 13

ного Казахстана). Образование кварц-касситеритового (Приморье) кварц-полиметаллического и кварц-золоторудного (Северный Казахстан) оруденения после даек диоритов и диорит-порфиров, по-видимому, отвечает II модели.

Модель III. Еще более усложненная; кроме даек комагматичных интрузиву, в гранитоидах верхнего структурного этажа наблюдаются наложенные серии даек, принадлежащие как эффузивным (метариолиты, порфировые диабазы, порфировые метаандезиты), так и более молодым плутоническим (гранитоидным) комплексам. Примеры: каледонские интрузивы Северного Прибалхашья и Бетпакалды.

Модель IV. Гранитоидный массив формируется в две (три) фазы с внутрифазовыми инъекциями в той и другой. Гранитоиды главных интрузивных фаз достаточно велики по объему и формировались последовательно из глубинного магматического очага (Крыккудукский массив в Казахстане, Раумидский массив на Памире, Бесобинский и Топарский массивы в Казахстане). В эти плутоны могут интродировать и гранитоиды более молодого возраста (Мегри-Ордубадский массив на Кавказе).

Как показывает геохимическое изучение гранитоидов и сопровождающих их дайковых пород, наблюдается три тенденции в поведении акцессорных элементов: 1) элементы накапливаются в последующих фазах от главной интрузивной фации к гранитам дополнительных интрузивов и жильным гранитам; 2) содержания акцессорных элементов закономерно уменьшаются; 3) четкие закономерности отсутствуют.

Для решения геохимическими методами вопроса о генетических и парагенетических связях наиболее удобны те элементы, которые обнаруживают закономерное увеличение в последующих инъекциях, характеризуя хорошо проявленную направленность процесса.

Многие исследователи (Л.В. Таусон, О.Д. Ставров, Н.Т. Воскресенская, Б.И. Злобин, В.С. Лебедев, В.С. Коптев-Дворников, Е.В. Негрей и др.), изучающие гранитоиды Советского Союза, отмечали, что в многофазных гранитоидных интрузивах, отвечающих, по нашему мнению, модели I, наблюдается увеличение акцессорного Rb_2O от ранних инъекций к поздним, при этом в некоторых случаях содержание Rb_2O в жильных гранитах по сравнению с гранитами собственно интрузивной фазы увеличивается почти в два раза. Это дало им основание рассматривать законо-

Рис. 29. Схема развития гранитоидного комплекса и место редкометалльной минерализации в нем, по В.С. Коптеву-Дворникову и С.В. Ефремовой.

А-А — современная земная поверхность; Б-Б — земная поверхность в момент проявления магматизма; 1 — полифоровые и олигофоровые гранит-порфиры; 2 — невадитовые гранит-порфиры; 3 — диориты и диорит-порфиры; 4 — кварцевые жилы с молибден-вольфрамовой минерализацией; 5 — пологозалегающие тела и дайки мелкозернистых гранитов; 6 — среднезернистые граниты дополнительного интрузива; 7 — крупнозернистые граниты собственно-интрузивной фазы, главная интрузивная фация; 8 — то же, фация эндоконтакта (горные породы принадлежат гранодиоритам в случае ярко проявленных процессов гибридизма); 9 — известняки и вулканогенно-осадочные образования; 10 — метаморфизованные (песчаники, сланцы) толщи; 11 — разломы; 12 — зоны тектонических нарушений; 13 — контакты (а — постепенные, б — резкие)

мерное увеличение содержания акцессорного Rb_2O как направленность процесса дифференциации. Содержание акцессорного Rb_2O в жильных гранитах, как и величины K/Rb и Rb/Ti , остаются в пределах цифр, характерных для пород определенного комплекса.

Рассмотрим содержания акцессорного Rb_2O в гранитоидах, отвечающих I модели. Наряду с нашими данными использованы данные В.С. Коптева-Дворникова и Е.В. Негрей, опубликованные по некоторым интрузивам Казахстана. Как видно из рис. 30, тенденция накопления Rb_2O проявляется очень отчетливо и такая закономерность установлена для многих гранитоидных массивов и комагматичных им даек.

В случае если апофизы от плутонов обнажены в надинтрузивной зоне на некотором удалении, то наряду с геологическими и петрографическими данными могут быть привлечены и геохимические данные. Так, например, в Каргалинской структуре тонкозернистые резкопорфировидные граниты одной из более северных даек на основании петрографических и геохимических особенностей пород при отсутствии прямых данных могут быть отнесены к апофизе Верхне-Мукурского массива.

По геохимическим особенностям граниты эндоконтактной фации Верхне-Мукурского массива и породы эндоконтактной зоны дайки, несмотря на то что они сложены разнообразными по структурным особенностям породами, обладают рядом сходных признаков. Оба рассматриваемые типа пород имеют близкие содержания большинства акцессорных элементов: Be (2–3 г/т), Sr (70–80 г/т), Y (66,7 г/т), Zr (40–43,3 г/т), Nb (40–50 г/т), Cu (100 г/т), Zn (40 г/т), Pb (40 г/т), Mo (9,3–10 г/т), Ga (20 г/т), V (5–5,6 г/т), Co (2–3 г/т). Они характеризуются (С.В. Ефремова, А.Ф. Мартынова, 1969 г.), судя по единичным химическим анализам (метод пламенной фотометрии), одинаковыми содержаниями K_2O (4,53 %) и близкими Li_2O (0,00002–0,0004 %), Rb_2O (0,0162–0,0229 %), Ca_2O (0,00005–0,00001 %). Некоторые различия наблюдаются лишь в содержании B , Zr , Sn , W , Ge , Ti , Cr , Ni . Только для этих двух групп пород характерно присутствие одновременно Bi (10 г/т) и Ag (0,3–0,7 г/т). В то же время мелкозернистые порфировидные граниты, слагающие центральную часть дайкового тела, наряду с рядом общих признаков, имеют и характерные особенности: значительно более высокое содержание Sr , Zr , Cu , Zn , Pb , W , Ti , хотя содержания других элементов довольно близки или имеют промежуточные значения между содержаниями одноименных элементов.

В общем эволюционном ряду в породах кольцевых и линейных даек (гранодиорит-порфирах, гранит-порфирах нескольких генераций), если эти породы комагматичны гранитоидным интрузивам, наблюдаются близкие тенденции поведения элементов, т.е. поведение элементов в породах соответствует строению гранитоидов по модели II, независимо от того, наблюдаются дайки в гранитоидных интрузивах или во вмещающих интрузивы породах. При этом обнаруживается одна характерная особен-

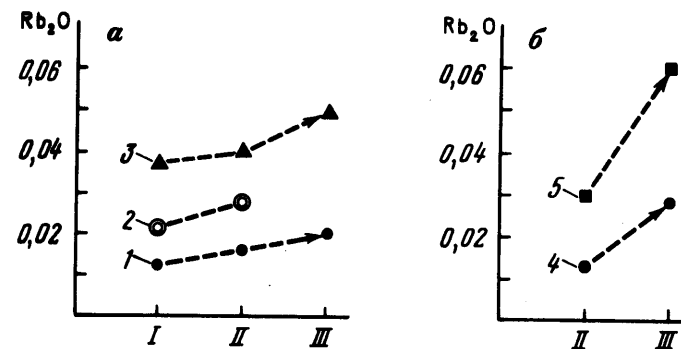


Рис. 30. Изменения содержания Rb_2O в гранитоидах.

а — по материалам В.С. Коптева-Дворникова и Е.В. Негрей; б — по материалам автора.

Граниты: I — собственно интрузивной фазы; II — дополнительного интрузива; III — жильные и гранит-аплиты.

1 — Каракамысский массив (допозднедевонский ?); 2 — Сарытауский (среднегерцинский) массив; 3 — Сарытауский (позднегерцинский) массив; 4 — Караобинский (позднегерцинский) массив; 5 — Бектауатинский позднегерцинский массив

ность: содержание Rb_2O в наиболее ранних дайках невадитовых гранито-порфиров ниже, чем в предшествующих гранитах собственно интрузивной фазы, а в полифировых и олигофировых гранит-порфирах оно выше, чем в невадитовых гранит-порфирах. Такая закономерность наблюдается в Кылчинском массиве (рис. 31, а), в Каргалинской (рис. 31, в) и Кызылрайской (рис. 31, б) кольцевых структурах, при этом в последней содержание акцессорного Rb_2O в пермских гранитах собственно интрузивной фазы несколько выше, чем в гранитах $C_3 - P_1$.

Такой характер поведения акцессорных элементов, вероятно, может быть использован наряду с петрологическими и геологическими данными для суждения о комагматичности пород. В Каргалинской кольцевой структуре с учетом установленной закономерности в поведении акцессорных (см. рис. 31, в) мы можем допустить наличие трех разноглубинных гранитных интрузивов $C_3 - P_1$: 1) частично вскрытый современным эрозионным срезом (Мукурский интрузив); 2) не вскрытый на дневной поверхности, апофизами которого являются кольцевые дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров; 3) также не вскрытый, апофизами которого являются линейные дайки невадитовых гранит-порфиров.

Геохимические данные дают основание говорить о том, что глубинное строение соответствует II модели, но более усложненной наличием еще более глубокой камеры, комагматичной двум верхним. В гранитных массивах, расположенных в разных районах Центрального Казахстана (Кылчинский массив в Северо-западном Прибалхашье, массивы Кызылрайской и Каргалинской кольцевых структур в Северном Прибалхашье) и в различных структурно-формационных зонах обнаруживаются близкие содержания акцессорного Rb_2O .

Большой интерес представляют данные, полученные в кольцевых дай-

* Кларк Rb_2O для кислых пород, по А.П. Виноградову, 0,020, по Хорстману, для гранитов мира 0,017.

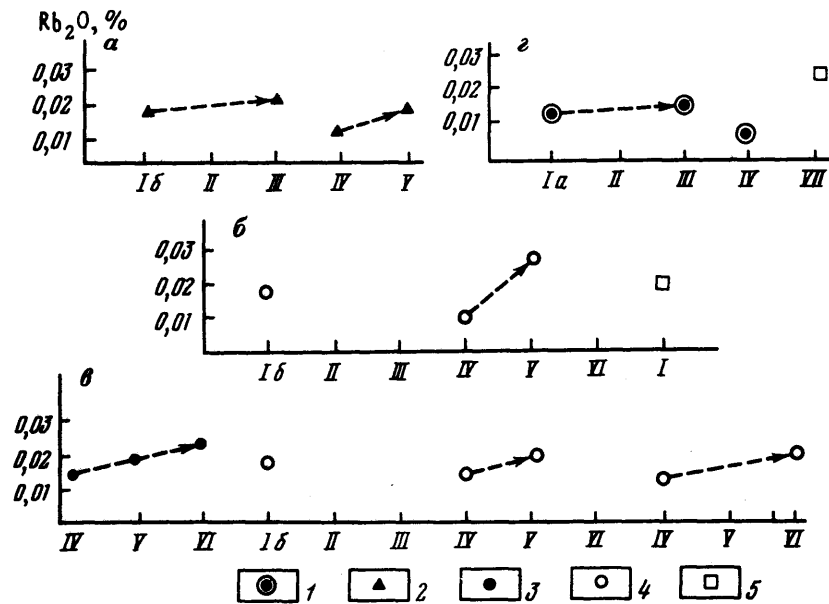


Рис. 31. Изменение содержания акцессорного Rb_2O в гранитоидах и дайках гранит-порфириров, по материалам автора.

а — Кызылчайский массив; б — Кызылчайская кольцевая структура; в — Каргалинская кольцевая структура; г — Акджальский массив

I — гранодиориты и граниты собственно интрузивной фазы (I, а — гранодиориты; I, б — граниты); II — граниты дополнительных интрузивов; III — жильные граниты; IV, VII — невадитовые гранит-порфиры; V — полифировые (фельзитовые) и олигофировые гранит-порфиры; VI — полифировые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры.

1 — ордовик; 2 — поздний девон; 3 — средне-поздний карбон; 4 — поздний карбон — ранняя пермь; 5 — пермь

ках гранит-порфириров, появляющихся перед гранитами перми, а также в пермских гранитах и секущих их дайках невадитовых гранит-порфириров. Все эти породы аналогичны предшествующим им риолитам и характеризуются близкими содержаниями La, Ce, Yb, Nb, Ga, Ag, Mn, Co, Ni. В то же время все типы пород обогащены Y, Sn, обеднены Li, Ba, Sr. Отдельные типы пород обогащены акцессорными (невадитовые гранит-порфиры перми), W (полифировые псевдосферолитовые гранит-порфиры), Mo (граниты и гранит-порфиры перми).

В пределах разновозрастных гранит-порфириров кольцевых даек, например P_1 (V, VI, VII генерации), наблюдается увеличение содержания акцессорных Be, W, Cu от невадитовых к полифировым гранит-порфирам и уменьшение Zr, Ti при близких содержаниях большинства элементов, а именно Li, Ba, Sr, La, Ce, Yb, B, P, Ag, Mo, Pb, Zn, Ga, V, Ni, Cr.

Заметим, что по содержаниям молибдена гранит-порфиры кольцевых даек близки риолитам P_1 , в то время как в позднепермских гранитах и

гранит-порфирах содержание Mo резко увеличивается. От невадитовых гранит-порфириров P_1 , через полифировые фельзитовые к псевдосферолитовым разновидностям увеличивается содержание акцессорных Be, Li. В позднепермских гранитах и внедряющихся позднее их невадитовых гранит-порфирах содержание акцессорного Be заметно выше кларка. Содержания главных металлических рудных элементов (W, Mo, Cu, Pb, Zn) в породах кольцевых даек, а также в гранитах верхней перми и невадитовых гранит-порфирах обычно в 2 раза и более выше кларка. Если в гранитоидных интрузивах присутствуют наложенные серии даек гранит-порфириров, связанные с более молодыми плутоническими массивами, или дайки порфирировых риолитов более молодого возраста, тенденции поведения акцессорных элементов в них, включая и редкие щелочи, резко отличаются, что позволяет различать их более уверенно. Так, например, в жильных гранитах Акджальского гранодиоритового массива ордовикского возраста (см. рис. 31, г) наблюдается небольшое увеличение содержания акцессорного Rb_2O относительно вмещающих гранодиоритов, в невадитовых гранит-порфирах, обладающих рядом петрографических особенностей (близкие окраски пород, соответствие составов лейкократовым разновидностям гранитов), содержания акцессорного Rb_2O несколько меньше, чем в гранитоидах собственно интрузивной фазы. В более же молодых дайках гранит-порфириров (для которых не исключен и пермский возраст) содержания акцессорного Rb_2O резко увеличиваются, указывая на принадлежность их только по одной геохимической характеристике к более молодому возрастному комплексу, что хорошо подтвердилось в дальнейшем геологическими данными.

В гранитах и гранит-порфирах Улькен-Каракууской структуры геологическими методами (см. рис. 17) установлена такая последовательность появления пород: кольцевая дайка невадитовых гранит-порфириров с переходами в участках раздувов в мелкозернистые резкопорфирированные граниты → полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры → полифировые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры → граниты только вскрывающегося Центрального и более вскрытого Западного массива → невадитовые гранит-порфиры → олигофировые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры. Приведенное изменение состава горных пород говорит о наличии двух разновозрастных групп. Этот вывод подтверждается и двумя тенденциями изменения содержания химических элементов (рис. 32). Такая же картина наблюдается в Каргалинской (рис. 33) и Кызылчайской (рис. 34) структурах.

Эти же закономерности устанавливаются и при анализе изменения средних содержаний акцессорных элементов (приблизленно-количественный анализ), что особенно наглядно выявляется в Улькен-Каракууской структуре (рис. 35).

Геохимические особенности гранитоидов, отвечающих IV модели, рассмотрены в статьях Е.В. Негрей и В.Н. Волкова.

Уже первые данные по геохимическим особенностям дайковых пород дают основание предполагать комагматичность дайковых пород гранитоидным интрузивам. Хорошо доказывается и генетическая связь некото-

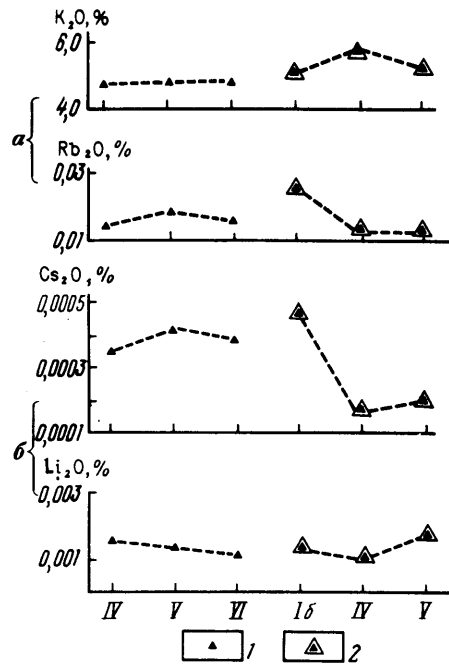


Рис. 32. Изменение содержаний K_2O и акцессорных в гранитах и гранит-порфирах Улькен-Каракууской кольцевой структуры.
1 — поздний карбон — ранняя пермь; 2 — пермь. Остальные обозначения см. на рис. 31

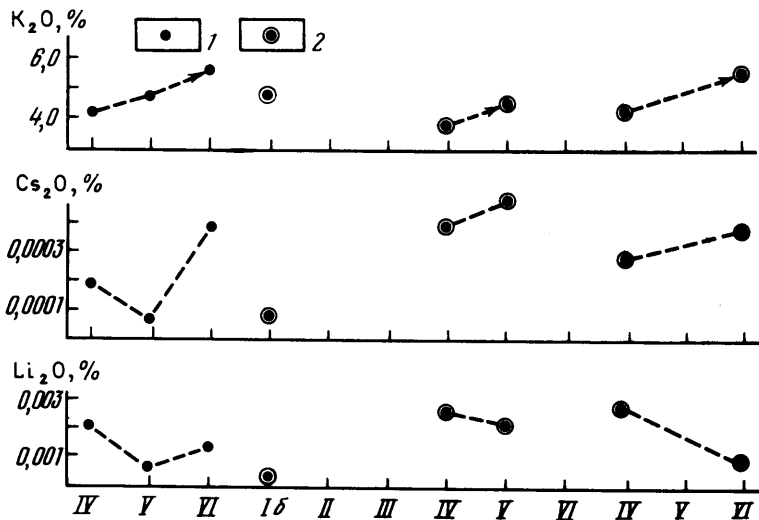


Рис. 33. Изменение содержаний K_2O и акцессорных в гранитах и гранит-порфирах Каргалинской кольцевой структуры.
1 — средне-поздний карбон; 2 — поздний карбон — ранняя пермь. Остальные обозначения см. на рис. 31

Рис. 34. Изменение содержаний K_2O и акцессорных в гранитах и гранит-порфирах Кызылрайской кольцевой структуры.
1 — поздний карбон — ранняя пермь; 2 — пермь. Остальные обозначения см. на рис. 31

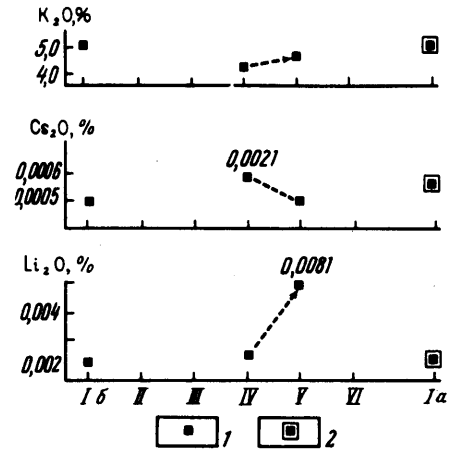
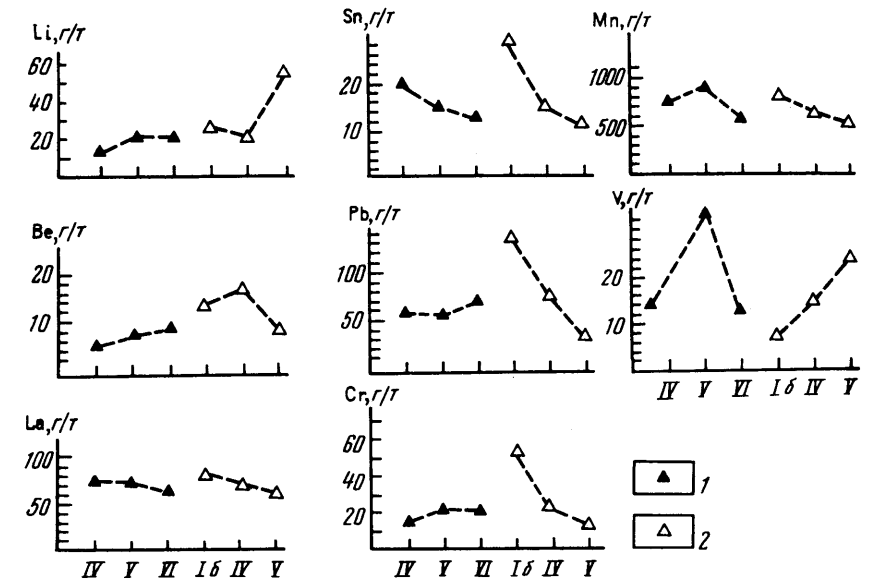


Рис. 35. Изменение содержаний акцессорных элементов в гранитах и дайках гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров Улькен-Каракууской структуры.
1 — изменение содержаний элементов в дайковых породах C_3-P_1 (?); 2 — то же, в гранитах и дайковых породах перми. Остальные обозначения см. на рис. 31



рых из даек с конкретными гранитными интрузивами, а также принадлежность части даек к наложенным сериям. Региональные геохимические особенности пород также находят четкое выражение и в дайковых породах. Так, для дайковых пород Байназарской кольцевой структуры обычно характерны, как и для других видов пород этой структуры, повышенные содержания бора, о чем в 1965 г. писала Н.Л. Пламеневская и др. Вместе с тем дайковые породы этой структуры обладают характерными геохимическими признаками, позволяющими связывать или, наоборот, доказывать отсутствие связи с конкретными комплексами.

Олигофиновые гранит-порфиры Аршалинского и Жуанконурского массивов, для которых предполагается одновременность появления, обладают близкими средними содержаниями акцессорных Ba, B, Zr, Nb, Sn, W, Ga, Mn и высокими содержаниями Cu (160–209 г/т), в то время как в олигофиновых гранит-порфирах Шетского Койтаса содержания акцессорных B, Ag, Cu, Zn, Ti, Ni ниже, а Zr, Nb, Sn, W, Ga, Mn выше, чем в Аршалинских и Жуанкожурских олигофиновых гранит-порфирах, т.е. для первых мы можем говорить о геохимическом сходстве, а для гранит-порфиров Койтаса можно предполагать отсутствие парагенетической связи.

Диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры, наблюдаемые в виде прерывистых тел по кольцевым расколам (I генерация) и секущие их гранодиорит-порфиры (II генерация), принадлежащие вулканическому комплексу, имеют близкие (выше кларка) содержания акцессорных Li, Sr, B, P, Ce, Nb, Sn, Ag, W, Pb, Ga, Ge, Mn и ниже кларка содержания La, Y, Ni, т.е. геохимическое родство пород несомненно. Н.Л. Пламеневская в 1965 г. отмечала, что для этих пород особенно характерным элементом является свинец и более часто, в отличие от всех других комплексов, встречаются Co и Ni. Л.Б. Иванов в 1969 г. обратил внимание на геохимическую специализацию дайковых пород на Cu, Pb, Ba и в меньшей степени на B. По полученным нами данным, содержание свинца в этих породах, хотя и вдвое выше кларка, не является характерной особенностью только этих пород. Близкие содержания свинца наблюдаются в большинстве пород, развитых в районе (33–37 г/т), а резко выраженной геохимической специализацией на Pb (115 г/т) обладают одни из самых молодых дайковых пород Жуанконура, а именно диориты (минетты, по Л.В. Иванову). Повышение чувствительности методик спектрального анализа обнаружило во всех типах пород как Co, так и Ni, причем более высокие их содержания, так же как и свинца, в диоритах.

Геохимическая специализация этих пород на медь несомненна. В дайковых породах, испытавших контактовый метаморфизм и связанных с формированием более молодого гранитоидного интрузива, геохимические особенности пород не подчиняются описанной выше закономерности, т.е. не наблюдается четкой и однозначной картины в распределении элементов. Так, в невадитовых гранит-порфирах, затронутых процессами вторичного изменения, наблюдается резкое уменьшение содержания акцессорных Li, Be, Sr, Ba, P, B, Y, Zn, Pb, W, Ga, Ge, Ti, V, Cr, Co, Ni, при близких содержаниях La и увеличении содержания Zr, Nb, Cu, Sn, Mo.

Автор не имела возможности изучить распределение акцессорного золота в дайковых породах, но такое исследование проведено А.В. Коробейниковым в 1979 г. Им были вычислены средние содержания акцессорного золота в главных типах дайковых пород. Максимальными содержаниями отличаются диоритовые порфиры, лампрофиры и монцодиориты (сиенито-диориты) $(5,0–5,5) \cdot 10^{-7} \%$, а минимальными гранит-аплиты и гранит-пегматиты $(2,1–3,1) \cdot 10^{-7} \%$. Им показано, что при кристаллизации магматического расплава Au не обнаруживает тенденций к накоплению в каких-либо порообразующих минералах. Содержание

Au в дайковых породах определяется характером его распределения в исходном расплаве. Концентрация Au наблюдается лишь в гидротермальном измененных разностях даек (K_n 3–57).

В дальнейшем необходимо накопление значительно большего количества фактического материала, чтобы иметь возможность подкрепить все приведенные данные специальными математическими расчетами. Вместе с тем, даже тот небольшой фактический материал, который получен по дайковым породам, дает основание говорить:

1) о направленном изменении содержания SiO_2 , окислов железа и других в любом из типов магм при процессах дифференциации, в том числе о направленном изменении содержания акцессорного Rb_2O в кислой магме и в эволюционном ряду гранит-порфиров, подобно собственно гранитоидам, но уровень содержания Rb_2O в них несколько ниже, чем в близких по химическому составу фазах и дифференциатах гранитоидов, обнажающихся в современном эрозионном срезе;

2) о наличии характерных особенностей в тенденции изменения содержания акцессорных элементов, позволяющих разделять разновозрастные группы пород;

3) о наличии почти полного соответствия геохимических особенностей дайковых пород в надинтрузивных зонах гранитоидам в случае генетической связи обоих типов пород. При парагенетических связях сохраняются только основные тенденции поведения элементов. Так, например, в многофазных гранитных интрузивах, формирующихся в последовательности: крупнозернистые граниты → среднезернистые граниты → мелкозернистые граниты (пологие тела и дайки), от более ранних инъекций к более поздним обычно имеют место накопление редких щелочей (особенно акцессорного Rb_2O). Те же тенденции сохраняются и в дайковых породах (гранодиорит-порфирах, гранит-порфирах нескольких генераций), если породы комагматичны гранитоидным интрузивам, независимо от того, наблюдаются дайки в гранитоидных интрузивах или во вмещающих интрузивных породах. Если в гранитоидных интрузивах присутствуют наложенные серии даек гранит-порфиров, связанные с магматизмом более молодого времени, или дайки риолитов, связанные с вулканогенными комплексами, тенденции поведения акцессорных элементов, включая и редкие щелочи, в этих породах различны, что позволяет наряду с геолого-петрографическими данными более уверенно выделять их. В дайковых породах, испытавших контактовый метаморфизм под воздействием более молодых гранитоидных плутонов или затронутых постмагматическими изменениями, нарушается закономерное распределение акцессорных элементов, и они не могут быть привлечены для решения вопроса их генетической или парагенетической связи с гранитоидами.

Таким образом, акцессорные элементы дают исследователю основание более уверенно решать вопрос комагматичности дайковых пород гранитоидным интрузивам или принадлежности их наложенным сериям, связанным с проявлением более молодого магматизма, а следовательно, дают основание судить о глубинном строении гранитоидных комплексов.

РОЛЬ ДАЕК В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ

ВЫЯВЛЕНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Детальными работами в Казахстане установлены следующие закономерности размещения дайковых пород. В районах широкого развития девонского магматизма в основном наблюдаются параллельные серии даек (Бетпак-Дала, Чингиз, Тарбогатай) и кольцевые дайки (Машанская кольцевая структура). В Бетпак-Дале на отдельных участках дайки подчеркивают блоковое строение района. В районе Токрауской впадины широко развит ареальный позднепалеозойский магматизм и постоянным элементом являются кольцевые и конические дайки. Породы кольцевых даек образовались в более близкповерхностных условиях, чем граниты. Широко развиты линейные, редко наблюдаются радиальные дайки.

По обрамлению Токрауской впадины более обычны линейные дайки и редко кольцевые, причем некоторые из кольцевых даек, как это было показано выше, принадлежат вулканогенным комплексам (Байназарская, Жаман-Карабасская кольцевые структуры).

В районе Кендыктасских гор на юге Казахстана (данные И.Ф. Мигачева и др.) дайки имеют линейное развитие, выполняя, как и в Бетпак-Дале, системы трещин северо-западного и северо-восточного направлений. В Бетпак-Дале, кроме того, дайки часто имеют широтное простирание.

Северо-восточные и северо-западные направления типичны в целом для всех линейных даек Казахстана.

Как следует из геологической части монографии, интересные закономерности наблюдаются в составе и строении даек.

I. В линейных и радиальных дайках наблюдаются диориты, диорит-порфиры, спессартиты, гранодиорит-порфиры, и в них никогда не наблюдается переход к центральным частям даек в типичные граниты. В кольцевых дайках обнаружены переходы гранодиорит-порфиров к резкопорфировидным гранодиоритам, а гранит-порфиров к резкопорфировидным гранитам до равномернозернистых среднезернистых гранитов (Каргалинская кольцевая структура, Улькен-Каракууская кольцевая структура). Эти данные показывают, что в момент формирования кольцевых и конических даек гранитные магмы достигают более высоких, почти близкповерхностных уровней земной коры, а тела более крупного размера, не вскрытые дневной поверхностью, находятся на меньших глубинах, чем в участках развития линейных систем трещин. Об их присутствии можно предполагать на основании наличия нескольких генераций даек гранит-порфиров: невадитовые гранит-порфиры → полифировые и олигофировые гранит-порфиры, более поздние генерации которых соответствуют более лейкократовым дифференциатам, полностью повторяющих тенденции изменения петрографических, петрохимических и геохимических особенностей, свойственных ряду: граниты собственно интрузивной фазы → граниты дополнительных интрузивов → граниты жильные. Среди линейных даек обнаружены дайки сложного строения, разделяющиеся на два типа: 1) однократного внедрения петрографически неоднородные; 2) многократного внедрения петрографически неоднородные, как результат инъекций различного состава, связанных одним магматическим источником.

Формирование обоих типов пород очень сближено во времени, что подтверждается отсутствием закаленных эндоконтактов в невадитовых гранит-порфирах (гранодиорит-порфирах) на контакте с диоритами, и они появляются после даек мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов на ранних стадиях формирования поздних даек гранитных комплексов.

II. Многие интрузивы, вскрытые современной поверхностью, пересекаются дайками, которые не являются дифференциатами гранитоидных интрузивов их вмещающих. Эти дайки О.С. Полквой (1950 г.) были выделены как дайки II этапа, а В.С. Коптевым-Дворниковым и А.Н. Строгановым (1961 г.) названы поздними дайками гранитоидных интрузивов. Интрузивы, вмещающие поздние дайки, к моменту их внедрения, по-видимому, были уже полностью закристаллизовавшимися телами. Об этом можно судить: 1) по хорошо выраженным эндоконтактовым зонам в дайках; 2) по выносу дайками глубинных ксенолитов, не встречающихся в интрузивах (ксенолиты кристаллического фундамента — гнейсы, гнейсограниты, тогда как вмещают гранитные интрузивы — сланцы, песчаники и вулканогенные образования различного состава); 3) по размещению некоторых из даек в зонах крупных тектонических нарушений, смещающих гранитоиды на 1–2 км; 4) по закономерной направленности смены составов пород в дайках от диоритов или невадитовых гранит-порфиров до лейкократовых диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, к полифировым, олигофировым и олигофировым полосчатым гранит-порфирам; 5) по широкому проявлению в ряде случаев послемагматических процессов после формирования даек, отвечающих лейкократовым дифференциатам кислых магм (лейкократовые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры трех структурно-петрографических типов). Петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение поздних даек (см. с. 144) дает основание предполагать их парагенетическую связь с гранитными интрузивами. Их появление, по-видимому, связано с формированием магматических масс, залегающих в нижележащих структурных ярусах в пределах земной коры, т.е. отвечающих эволюции магмы одной и той же интрузии в камерах, расположенных на разных уровнях земной коры.

III. В интрузивах, особенно более древних (каледонских, герцинских и др.), наблюдаются наложенные серии даек, связанные как с интрузивным гранитоидным магматизмом более молодого времени, так и принадлежащие к более молодым вулканогенным комплексам, являющиеся производными как кислой, так и основной магм. Такие дайки часто встречаются во всех районах Мира, в том числе в Казахстане. Так, в Прибалхашье к ним могут быть отнесены диориты, роговообманковые порфировые андезиты, миндалекаменные диабазы, порфировые риодациты,

в Бетпак-Дале — дайки габбродиабазов и кварцевых сиенитов, производных основной магмы.

Выявление наложенных серий даек дает основание автору утверждать, что последовательность появления даек от основных к кислым является обычной закономерностью развития дайковых серий в гранитоидных магматических комплексах. При установлении обратной закономерности следует искать признаки принадлежности дайковых пород наложенным сериям даек, производным более молодых интрузивных и эффузивных комплексов.

Развитие Казахстана является не только примером сложного сочетания разновозрастных вулканических и плутонических комплексов в каледонское и герцинское время, как это подчеркивалось многими исследователями Казахстана, но и регионом сложного палеотектонического развития, особенно в верхних частях земной коры, о чем свидетельствуют характер размещения дайковых пород и эволюционная направленность изменения их составов. В Казахстане наблюдается четко проявленная закономерность — постоянное совмещение даек во времени и пространстве с определенными вулканическими, вулканоплутоническими и плутоническими комплексами и срезание одних групп интрузивов и даек другими. Эта закономерность помогает исследователям более правильно решать вопросы истории развития не только магматизма, но и конкретных магматических комплексов и возрастного их расчленения.

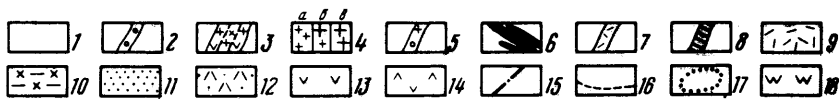
Размещение даек в пространстве является хорошим критерием, отражающим не только механические свойства вмещающих горных пород, но и тектонические условия в момент их формирования — преобладание явлений растяжения или сжатия в отдельных участках региона (например в Балхашском блоке в позднем палеозое чередование условий растяжения в C_1 , C_2 , сжатия в C_{2-3} и снова растяжения в C_3 — Р и Р). В пределах Кентской кольцевой структуры наблюдалось приоткрывание глубинных разломов с формированием даек габбродиабазов, типичных производных основной магмы, после формирования интрузивов C_2 , C_3 — Р₁ и Р, причем каждая возрастная группа габбродиабазов обладает своими характерными особенностями.

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В.Н. Ларин (1967 г.) считал, что Верхне-Мукурский гранитный массив (Каргалинский массив, по В.Н. Ларину) является вулканоплутоном Пермского возраста (акчатауский комплекс). А.Н. Духовский только на основании геофизических характеристик гранитов предполагал для этого интрузива позднекарбонный возраст (калдырминский комплекс). Детальное изучение дайковых пород в пределах Каргалинской кольцевой структуры показало, что Верхне-Мукурский гранитный массив пересекается кольцевыми дайками полифировых лейкократовых гранит-порфиров (рис. 36), а последние в районе горы Слушочки ороговиковываются при внедрении типичного пермского гранитоидного массива (см. рис. 13), кроме того, в этих гранитах присутствуют ксенолиты полифировых лей-

кократовых гранит-порфиров (см. табл. XV, а, б). Все это говорит о том, что в этом районе имеются два разновозрастных гранитных интрузивов и первый из них не является пермским, как это считал В.Н. Ларин. Дайки надинтрузивной зоны В.Н. Ларин рассматривал как многочисленные апофизы дайкообразной формы, образующие наряду с штокообразной формы телами кольцевую экструзию, которая в плане обрисовывает форму скрытого интрузива. По его мнению, апофизы плутона в непосредственной близости от интрузивной камеры сложены мелкозернистыми гранитами, в более глубоких горизонтах — породами типа гранит-порфиров, в приповерхностных (имеется в виду дневная поверхность, существовавшая в момент становления вулканоплутона) — вертикально-флюидальными фельзитами, эруптивными брекчиями, реже игнимбритами и сферолитовыми лавами. Наличие интрузивных контактов в апофизах В.Н. Ларин объяснил как многократные инъекции магмы в одни и те же каналы. Как видно на рис. 35, только в районе Верхне-Мукурского массива наблюдается три разновозрастные группы дайковых пород. Так, дайки сферолитовых порфировых риолитов (см. табл. XI, а), в которых сферолитовые структуры развиваются по стекловатой основной массе, являются полными аналогами сферолитовых лав эффузивной фации, развитых в северо-восточной части района Верхне-Мукурского массива. Относительно возраста их на сегодня не существует единого мнения (C_2 или C_{2-3}). Они пересекаются дайками полифировых гранит-порфиров (с каймами обрастания вокруг вкрапленников кварца), которые ороговиковываются под воздействием Верхне-Мукурских гранитов, а гранитные прожилки наблюдаются в полифировых гранит-порфирах (см. табл. XV, а). Это, учитывая последовательность дайковых пород (гранодиорит-порфиры → гранит-порфиры), а также геохимические данные, рассмотренные выше, дает нам основание относить дайки полифировых гранит-порфиров, пересекающих в других участках надинтрузивной зоны вулканогенные образования C_{2-3} , к дайковым породам, связанным с формированием C_{2-3} интрузивного комплекса, развитого южнее рассматриваемого участка. К более молодым образованиям, чем граниты Верхне-Мукурского массива, но комагматичны им, принадлежат кольцевые дайки полифировых гранит-порфиров, которые пересечены еще более лейкократовыми линейными дайками невадитовых гранит-порфиров, содержащих в эндоконтактных зонах большее количество ксенолитов диоритового состава, в различной степени усвоенных. Последние пересечены дайками миндалекаменных диабазов, подобными дайкам диабазов, пересекающих в соседнем Кызылрайском районе (вулкан Жантау) покровы базальтов, относимых к раннепермским вулканогенным комплексам. Все эти данные дают основание геологически выделять разновозрастные интрузивные и эффузивные комплексы и устанавливать более сложное строение кольцевых структур, чем это считалось исследователями ранее.

Наблюдаемая унаследованность тектонических путей при внедрении магматических разновозрастных образований является для Казахстана хорошо выраженной закономерностью и помогает более правильно ре-



шать вопросы истории развития магматизма в регионе, при условии что все типы магматических пород, включая дайковые образования, изучаются с одинаковой детальностью. При этом дайки своим размещением более резко, чем другие магматические образования, подчеркивают тектонические условия при формировании магматических комплексов, особенно в участках локального подъема магм.

Для возрастного расчленения комплексов первостепенную роль играют явления контактового метаморфизма, которые в дайковых породах проявляются отчетливее, чем во вмещающих дайки интрузивах любого возраста, причем в более древних образованиях контактовый метаморфизм обычно выражен более интенсивно. По-видимому, геологическое старение горной породы является, наряду с другими факторами, благоприятным фактором для преобразования дайковых пород. Перекристаллизация и ороговикование дайковых пород проявляются как в гранитоидных интрузивах, так во вмещающих плутоны горных породах, особенно в надинтрузивных зонах. В надинтрузивных зонах ороговикование является главным критерием, позволяющим разделять разновозрастные комплексы. Если дайки гранит-порфиров залегают в гранитоидных интрузивах, процессы контактового метаморфизма при внедрении интрузивов более молодого возраста проявляются в зонах непосредственного контакта гранит-порфиров с более поздними гранитоидами. Наиболее хорошо эти явления прослежены в Кентском, Кызылрайском массивах, где в гранитоиды среднекарбонového возраста внедрены пермские аляски. Метаморфизм в дайках наблюдается как макроскопически, так и микроскопически. Апофизы от пермских интрузивов проникают не только в гранитоиды, но также и в дайки гранит-порфиров, причем зернистость внедрившихся гранитоидов в этом случае изменчива и наблюдаются как мелкозернистые, так и более плотные разновидности их. Апофизы перм-

Рис. 36. Схема геологического строения района Верхне-Мукурского гранитного интрузива. (Участок детализации рис. 13, составила С.В. Ефремова, 1967 г.).

1 — современные отложения; 2 — полифировые гранит-порфиры с каймами обрастания вокруг вкрапленников кварца и полевого шпата; 3 — лейкократовые полифировые гранит-порфиры, резко переходящие в некоторых дайковых телах в гранодиорит-порфиры и меланократовые гранит-порфиры (к центральным частям даек); 4 — изменение зернистости от олигофировых гранит-порфиров (а) до мелкозернистых (мелкозернистых) резкопорфировидных гранитов (б) и среднезернистых гранитов (в); 5 — полифировые гранит-порфиры с единичными каймами обрастания вокруг вкрапленников кварца; 6 — олигофировые и олигофировые пологатые гранит-порфиры; 7 — сферолоидные метариолиты, субвулканическая дайка (C_{2-3} kg); 8 — гранодиорит-порфиры; 9 — порфировые метариолиты (эффузивная и жерловая фации C_{2-3} kg); 10 — автомагматические брекчи (?) дацитов (C_{2-3} kg); 11 — окварцованные породы; 12 — литокристаллокластические риодацитовые туфы (C_{2-3} kg); 13 — порфировые метаандезиты (субвулканическая фация, C_1 п— C_2 kl); 14 — андезиты (эффузивная фация, C_1 п— C_2 kl); 15 — линии тектонических нарушений; 16 — границы резкого перехода пород фаций эндоконтакта к породам центральных частей даек; 17 — контуры окварцевания пород или развития вторичных кварцитов; 18 — вторичные кварциты

ских гранитов, проникают не только в полифировые, но и в олигофировые гранит-порфиры. В последнем случае породы дайки перед внедрением апофиз подверглись дроблению. Под микроскопом хорошо видно, что процессы контактового метаморфизма проявились в ороговиковании пород дайки с появлением в них микрогранобластовых структур. Процессы контактового метаморфизма в дайках гранит-порфиров в надинтрузивных зонах проявляются интенсивнее, если вмещающими породами являются вулканогенные или песчано-сланцевые образования (Нураталдинское месторождение). В том случае, когда кольцевые дайки гранит-порфиров близки по времени формирования к плутону (Майтасская кольцевая структура), они не обнаруживают процессов контактового метаморфизма, хотя и пересекаются многочисленными гранитными прожилками (см. табл. VII, е).

УСТАНОВЛЕНИЕ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ВУЛКАНИЗМОМ ИЛИ ПЛУТОНИЗМОМ

Дайковые породы могут быть использованы и для решения вопроса связи оруденения с вулканическими или плутоническими процессами, развитыми в регионах.

Р.С. Багирова и З.М. Атакашиев (1976 г.) отмечали, что в Пьязбашинском месторождении кварц-сульфидные и кварц-карбонатно-полиметаллические жилы приурочены к Пьязбашинскому вулканическому аппарату и находятся в тесной парагенетической связи с раннеэоценовыми вулканитами. На соседнем, Маданидзорском месторождении подобные жилы пересекают кварц-молибденитовые жилы, являясь самыми молодыми образованиями в регионе. Те же соотношения характерны для Парагачайского месторождения, а в пределах Каджаранского месторождения кварц-пиритовые прожилки пересекают дайки гранодиорит-порфиров двух генераций. Р. Гасанов в Пьязбашинском месторождении обнаружил пересечение дайки полифировых гранит-порфиров пирит-кварцевыми прожилками, подобными другим кварц-сульфидным жилам, развитым на месторождении. Ранее З.М. Атакашиев и А.Г. Мамедов (1969 г.) установили пересечение кварц-молибденитовой жилы кварц-пиритовыми прожилками в северо-западной части месторождения, но позднее (1976 г.), в совместной статье с Р.С. Багировой, этот факт не был принят во внимание.

Во время полевых работ автором совместно с Р. Гасановым были осмотрены все наиболее интересные участки развития кварц-сульфидных жил Пьязбашинского месторождения. Осмотр и изучение дайки полифировых гранит-порфиров в участке ее пересечения кварц-пиритовыми жилками и прожилками показал, что она содержит ксенолиты невадитовых гранодиорит-порфиров, т.е. для этого месторождения не подтвердилось точка зрения Р.С. Багировой и З.М. Атакашиева о связи минерализации со среднеэоценовым вулканизмом. Месторождение формировалось позднее, после образования Мегри-Ордубадского сложного плутонического массива и многочисленных даек невадитовых гранодиорит-порфи-

ров и единичных даек полифировых гранит-порфиров, проявленных в пределах месторождения. Дайки невадитовых гранодиорит-порфиров в пределах всех участков их развития обладают особенностями, типичными для даек, связанных с вулканическими процессами: 1) вблизи контакта в дайках первой (см. табл. XV, е) и второй (см. табл. XVI, а) генерации не наблюдается отчетливо выраженной зоны резкого уплотнения, 2) число вкрапленников в зонах эндоконтакта достаточно велико и здесь же наблюдается некоторое уплотнение характера основной массы, вплоть до очень слабо поляризующей на свет.

Наряду с дайками в пределах Мегри-Ордубадского массива отмечается наличие экструзивного тела дацитов со стекловатой основной массой и полностью опациitizedованными вкрапленниками роговой обманки (см. табл. XVI, б) уже полностью обладающего всеми свойствами типичного связанного с вулканизмом магматического тела. В некоторых дайках невадитовых гранодиорит-порфиров к эндоконтактам наблюдаются переходы к типичным дацитам (Капуджихское месторождение). Более широкое размещение даек невадитовых гранодиорит-порфиров, чем Мегри-Ордубадского плутона, появление полифировых гранит-порфиров (с переходами до риолитов) и гидротермального рудообразования (халькопирит-пирит-кварцевые, халькопирит-пиритовые и халькопирит-пирит-карбонатные, а также кварц-карбонат-полиметаллические жилы) дают основание предполагать наличие крупной промежуточной магматической камеры, направленно эволюционирующей во времени. По характеру проявления этот магматизм является типичным, связанным с вулканическими процессами заключительных стадий развития отдельных регионов (С.В. Ефремова и др., 1980 г.).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обилие точек зрения о последовательности образования магматических комплексов без учета всего многообразия дайковых пород и их соотношения с оруденением приводит часто к дезинформации исследователей, особенно в рудных районах, и не способствует правильному прогнозу. Особенно наглядно это видно на примере месторождений южной части Малого Кавказа, детально изучающихся многими исследователями. В книге "Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых" [31] на с. 194 мы читаем, что "В Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа медно-молибденовое оруденение большей части месторождений наложено на дайки и штоки порфировых пород. На Каджаранском месторождении оно обычно не распространяется в дайки гранодиорит-порфиров — на расстоянии нескольких сантиметров от последних рудные прожилки обычно выклиниваются. Это свидетельствует, по-видимому, об отсутствии интенсивных тектонических движений в период между образованием гранодиорит-порфиров и оруденением, а также о близости их формирования во времени". В.С. Попов [30], рассматривая геологию и генезис медно- и молибденпорфировых месторождений мира,

считает Каджаран представителем меднопорфировой формации в связи с калиево-натриевыми гранитоидами, преимущественно порфировыми дайками. В.А. Перваго (1978 г.) дайки гранодиорит-порфиров Каджаранского месторождения, также относит к дорудным образованиям. В трехтомнике "Рудные месторождения СССР" (1974 г.) все дайки Каджаранского месторождения отнесены к дорудным образованиям. Во втором издании [33] приводится только последовательность образования дайковых пород, но уже без соотношений с оруденением. С.А. Мовсесян [27], рассматривая закономерности размещения рудных месторождений Армении, характеризуя условия развития оруденения на Каджаранском месторождении, на с. 86 пишет: "обращает на себя внимание тот факт, что дайки жильных порфиров практически безрудны, хотя и несут следы гидротермального воздействия; в то же время реже встречающиеся интенсивно трещиноватые аплитовые жилы окварцованы и оруденены в значительно большей степени, чем вмещающие монцониты. Здесь ярко проявляется избирательная способность пород, связанная с различием их петрографического состава и физико-механических свойств". С.М. Сулейманов и Э.А. Мамедов (1979 г.) Каджаранское и некоторые месторождения Азербайджана (Гейгел, Квануц, Урумиз и Пазмара) относят к медно-молибденовой формации и считают, что оруденение в Мисханозангезурской зоне накладывалось на самостоятельные малые интрузивы диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров, а Парагачайское и Капуджихское месторождения относят к кварц-молибденит-серицитово-формации. Медное оруденение многие исследователи [38] связывают с малыми интрузиями и дайками мисдагского типа.

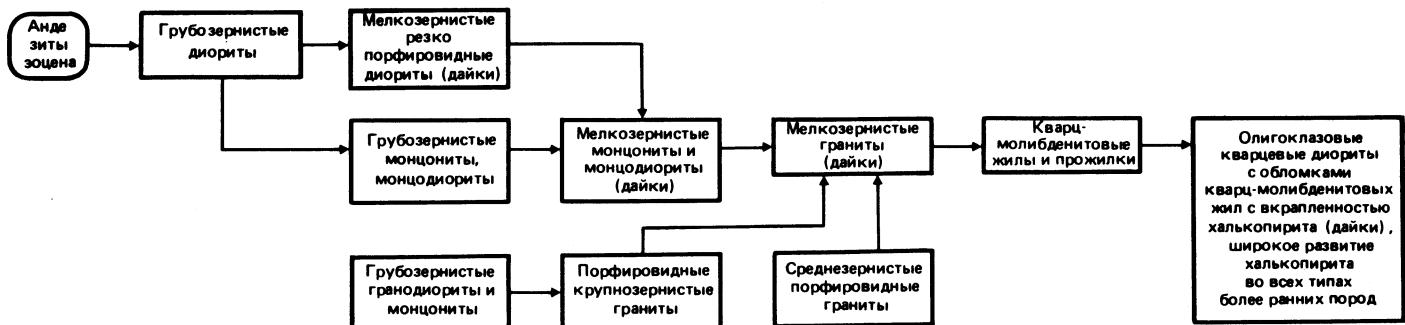
Каджаранское месторождение привлекает внимание ученых с 1941 г. До 1970 г. ни у кого из исследователей не вызывало сомнения, что медно-молибденовое оруденение появилось после многочисленных даек, развитых в пределах месторождения, в том числе и гранодиорит-порфиров I и II генераций. Подобная трактовка соотношений даек и оруденения развивалась и сейчас еще развивается многими исследователями для всех медно-молибденовых месторождений Мира. Эти месторождения до работ, проведенных нами и группой В.И. Рехарского (1975 г.), относились к среднетемпературным гидротермальным месторождениям молибденовой и медно-молибденовой (по И.Г. Магакьяну) раннемиоценовой формаций. Как впервые было отмечено Ю.Н. Пашковым, С.В. Ефремовой и Г.Г. Авитесян (1975 г.), при изучении рудных жил в 1971 г. в дайке олигоклазовых кварцевых диоритов Ю.Н. Пашковым был обнаружен обломок кварц-молибденитовой жилы. Это вызвало интерес автора к Каджаранскому месторождению и способствовало постановке детальных рудно-петрографических исследований не только на Каджаранском, но и других месторождениях, расположенных в Мегри-Ордубадском массиве, и исследованию соотношений всех типов магматических горных пород, развитых в пределах массива и его экзоконтактового ореола. Интересующихся существующими девятнадцатью точками зрения [23] о последовательности формирования горных пород Мегри-Ордубадского массива, месте и характере оруденения отсылаем к статьям автора лично или с со-

авторами (с 1975 г. по настоящее время), а также к статьям и монографическим работам других исследователей, изучавших магматизм и (или) оруденение (С.А. Мовсесян, 1941 г.; С.С. Мкртчян, 1943, 1958 гг.; Г.А. Твалчрелидзе, 1948 г.; 1977 г.; И.Г. Магакьян, 1952 г.; К.А. Карамян и А.С. Фарамзян, 1959 г.; И.Г. Магакьян, С.С. Мкртчян, Г.О. Пиджян, 1962 г.; Р.Н. Таян, 1963 г.; Ш.А. Азизбеков, Т.Г. Гаджиев, 1964 г.; Б.М. Меликсетян, 1964, 1965; А.И. Адамян, 1966 г.; С.С. Мкртчян, К.А. Карамян, Т.А. Аревшатын, 1969 г.; К.А. Карамян, Р.Н. Таян, 1972; В.И. Рехарский, Ю.Н. Пашков, Г.Г. Авитесян, 1973 г.; В.И. Рехарский и Ю.Н. Пашков, 1973 г. с соавторами, 1975; К.А. Карамян, Р.Н. Таян, О.П. Гуюмджан, 1974 г.; С.А. Мовсесян и М.И. Исаенко, 1974 и др.).

Прежде чем перейти к характеристике соотношений, обнаруженных Ю.Н. Пашковым и автором, отметим, что именно дайки явились главными индикаторами, позволившими решить вопрос о времени появления молибденитовой, собственно халькопиритовой и халькопирит-пиритовой (с галенитом и сфалеритом) минерализации в магматическом процессе. Вместе с тем, несмотря на наличие многих новых фактов, К.А. Карамян и Р.Н. Таян [24] по-прежнему придерживаются точки зрения, что промышленные рудные концентрации медно-молибденовых руд формируются после полного завершения орогенного магматизма вслед за внедрением мощных дайковых серий второго этапа, парагенетически связанных с раннемиоценовым комплексом порфировидных гранитов и гранодиоритов.

Автором в процессе изучения Каджаранского, Парагачайского и других месторождений установлено, что молибденитовая минерализация появилась после образования биотитовых лейкократовых гранитов, накладываясь на все типы гранитоидов, развитых в этом районе, включая дайки мелкозернистых гранитов и аплитов (рис. 37) [23]. Наиболее молодой гранитный комплекс (20—24 млн. лет), наблюдаемый на севере западнее Дебаклинского разлома, контактово метаморфизует монцодиориты и кварцевые монцониты, включая их лейкократовые разновидности. В пределах Каджаранского месторождения проявлены лишь жильные граниты этого комплекса. По отношению к кварц-молибденитовым жилам дорудными являются грубозернистые монцониты, дайки среднезернистых монцонитов, дайки диорит-порфиров (испытывавшие интенсивное ороговикование) и пересекающие их дайки среднезернистых и мелкозернистых гранитов, поскольку все они пересечены кварц-молибденитовыми прожилками. Заметим, что еще в 1973 г. В.И. Рехарский и другие пришли к выводу, что основная молибденовая минерализация связана с полевошпат-кварцевой формацией. Нашими исследованиями подтверждено, что кварц-молибденитовым жилам и прожилкам предшествует образование кварц-калиево-полевошпатовых метасоматитов, но они имеют очень ограниченное распространение и развиты не повсеместно. Для западного фланга месторождения, близ Дебаклинского разлома, типично развитие, наряду с кварц-молибденитовыми жилами, кварц-молибденитовых прожилков штокверкового типа. С этим, по-видимому, связано отмечаемое исследователями [31] уменьшение количе-

Каджаренское рудное поле



Парагачайское рудное поле



68-81

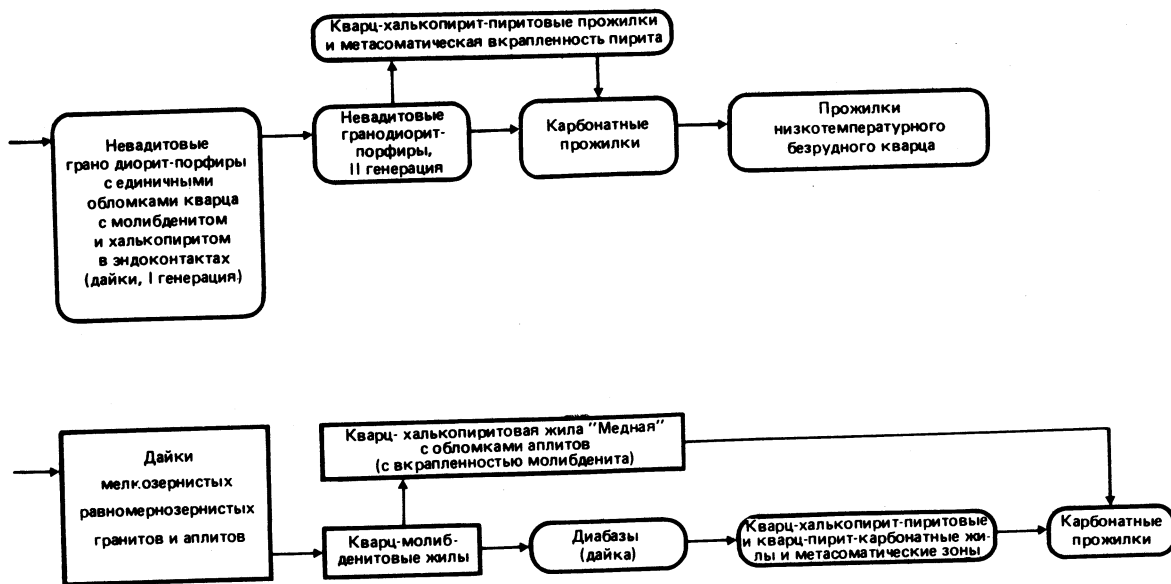


Рис. 37. Возрастные взаимоотношения магматизма и оруденения в Мегри-Ордубадском массиве. Стрелками указаны прослеженные взаимоотношения горных пород

ства молибдена к востоку при удалении от зоны Дебаклинского разлома.

Привлекая следующие признаки: 1) возрастные взаимоотношения горных пород в Мегри-Ордубудском массиве, предшествующих образованию кварц-молибденитовых жил, 2) контактовый метаморфизм более ранних гранитоидов в процессе формирования крупнозернистых биотитовых лейкократовых гранитов, 3) данные Ф.И. Векиловой (1954 г.) и Б.М. Меликсетяна (1964 г.) о более повышенных содержаниях молибдена в этих гранитоидах и особенно в дайках гранитов и аплитов (6 г/т, по Б.М. Меликсетяну; до 70 г/т по Ф.И. Векиловой), 4) данные Б.М. Меликсетяна (1964 г.) и В.Е. Вартанесова (1976 г.) о распределении металлогенных элементов в разных типах гранитоидов, 5) наличие полевошпат-кварцевых камерных пегматитов в крупнозернистых биотитовых лейкократовых гранитах, 6) обилие кварца в жильных гранитах, 7) характер развития гидротермальных и метасоматических образований мы можем предполагать тесную генетическую связь молибденитовой минерализации с формацией лейкократовых (биотитовых) гранитов, т.е. наблюдаются те же закономерности, что и в других районах Советского Союза (Казахстан и др.). Позднее в пределах Каджаранского месторождения формировалась дайка олигоклазовых кварцевых диоритов, которая пересекает все вышеупомянутые виды горных пород, а также кварц-молибденитовые жилы и прожилки. Эта дайка содержит многочисленные обломки кварц-молибденитовых жил и прожилков величиной от долей сантиметра до 5–30 см в диаметре, реже более, а также обильную наложенную вкрапленность халькопирита (см. табл. XVI, е). Последняя развита как в олигоклазовом кварцевом диорите, так и в ксенолите кварца с молибденитом, причем в последнем халькопирит залечивает трещинки, а кварц, как это было установлено Ю.Н. Пашковым, содержит взорванные газожидкие включения. Халькопирит широко развит в зоне контакта ксенолита кварца с олигоклазовым кварцевым диоритом. Молибденит в ксенолите кварца в единичных случаях отчетливо замещается халькопиритом. Эти данные, как мы уже отмечали [23], свидетельствуют о более раннем образовании молибденит-кварцевых жил и прожилков по сравнению с дайкой олигоклазовых кварцевых диоритов (сиенит-порфиры, по К.А. Карамяну и другим, 1976 г.). Ранее, в 1969 г., эта дайка была описана С.С. Мкртчяном, К.А. Карамяном и Т.А. Аревшатян как минетта.

Ксенолиты молибденит-кварцевых жил обнаружены в дайке диабазов Парагачайского месторождения, залегающей среди крупнозернистых диоритов. Оба типа пород пересечены кварц-халькопирит-пиритовыми и кварц-пирит-карбонатными жилами и прожилками с широким развитием метасоматитов в зонах их экзоконтакта [23]. Собственно халькопиритовая минерализация, практически не сопровождающаяся развитием пирита, в пределах Парагачайского месторождения развита в одной из среднетемпературных по условиям образования кварцевой жиле (называемой на месторождении "Медная"), которая имеет крайне неправильную на выклинивании морфологическую форму с большим количеством раздувов и пережимов, свидетельствуя о наличии в момент ее формирования

локальных участков сжатия и растяжения. Эта жила содержит ксенолиты аплитов с вкрапленной молибденитовой минерализацией, т.е. и в пределах месторождения, соседнего с Каджаранским, халькопиритовая минерализация также обособлена от молибденитовой. Она сопровождается кварц-серицитовыми метасоматитами, подобно Каджаранскому месторождению, в котором развитие кварц-серицитовых метасоматитов, сопровождающих медную минерализацию, отмечалось В.И. Рехарским и другими в 1973, 1975 гг. Заметим, что в пределах Каджаранского месторождения дайка олигоклазовых кварцевых диоритов на восточном ее окончании пересечена дайкой невадитовых гранодиорит-порфиров, и в ней халькопиритовая вкрапленность отсутствует, хотя в олигоклазовых кварцевых диоритах она по-прежнему прослеживается. Это дает основание рассматривать медную (основную) стадию минерализации самостоятельной. Характер генетических связей основной стадии медной минерализации на сегодня не ясен и требует своего решения. Широкое развитие халькопирита во всех типах пород, образовавшихся до появления даек невадитовых гранодиорит-порфиров двух генераций, особенно на восточном фланге месторождения, обусловило увеличение содержания меди по удалении от зоны Дебаклинского разлома на восток и отсутствие корреляции молибдена и меди в пределах Каджаранского месторождения.

Наиболее поздними в пределах рассматриваемой части Мегри-Ордубудского массива являются дайки невадитовых гранодиорит-порфиров двух генераций (с переходами до дацитов к зонам эндоконтакта с вмещающими их гранитоидами) и единичные дайки полифоровых гранит-порфиров с переходами до риолитов (в пределах Пяззбашинского месторождения). На Каджаранском месторождении на обе генерации даек невадитовых гранодиорит-порфиров в центральной части месторождения накладывается вкрапленность пирита. Пирит появляется и в кварц-молибденитовых жилах в южной части месторождения, где он развивается совместно с галенитом и сфалеритом.

В этой части месторождения в дайке гранодиорит-порфиров нами обнаружены единичные обломки кварц-молибденитовых жил (см. табл. XVI, з), в которых по трещинкам развивается вкрапленность пирита, и более широкое развитие пирита в самой дайке. По сравнению с Парагачайским, Пяззбашинским, Капуджихским, Маданидзорским и Гек-Гельским месторождениями в Каджаранском пирит не имеет столь широкого развития и отчетливо наблюдается увеличение его количества к нижним горизонтам месторождения. Для Парагачайского, Пяззбашинского, Капуджихского, Маданидзорского и Гекгельского месторождений характерно наложение халькопирит-пиритовой вкрапленности на дайки невадитовых гранодиорит-порфиров до гранит-порфиров, а также развитие вкрапленности как в дайках, так и во вмещающих их породах. Для Парагачайского месторождения более позднее появление кварц-пиритовых жил и прожилков по сравнению с кварц-молибденитовыми жилами было установлено М.А. Агасиевым, для Пяззбашинского — З.М. Атакашиевым и А.Г. Мамедовым, а для Маданидзорского месторождения подобные соотношения описывал А.К. Шиленко еще в 1936 г. Образование кварц-

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

халькопирит-пиритовых и халькопирит-пиритовых жил и прожилков нами связывается (С.В. Ефремова и др., 1980 г.) с кислым вулканизмом завершающего этапа развития региона. Предыдущие исследователи как, например, Р.С. Багирова и др. (1976 г.), связывали сульфидное оруденение Пызбашинского рудного поля со среднеэоценовым вулканизмом. Дайки гранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров и все рудные прожилки, судя по веерообразному размещению даек и штокверковому характеру халькопирит-пиритовых, халькопирит-пирит-кварцевых жил и прожилков формировались в участках локального растяжения отдельных блоков региона (Парагачай, Пызбаши, Гекгель, Каджаран и др.). Определяющую роль в размещении продуктов вулканизма и связанного с ним оруденения играли Ордубадский, Парагачайский и Дебаклинский разломы общекавказского простираения и оперяющие его системы трещин. В этих жилах и прожилках халькопирит формируется после пирита (см. табл. XVI, *д*), выполняя мельчайшие прожилки. Кварц-халькопирит-пиритовые жилы и прожилки (С.В. Ефремова и др., 1981) образовались в близповерхностных условиях. Все свойства пирита указывают на его формирование в резковосстановительных условиях, а наблюдаемые в нем включения галита (С.В. Ефремова и др., 1980 г.) дают основания предполагать сернисто-щелочно-хлоридный состав рудообразующих растворов. Температура кристаллизации их по температуре гомогенизации газовой-жидких включений в кварце соответствует 260–300 до 340 °С.

Карбонатизация является отчетливо более поздним процессом, накладывающимся на метасоматиты (беззиты, связанные с формированием прожилков и все типы жил и прожилков). Только в пределах Каджаранского месторождения после формирования карбонатных прожилков (С.В. Ефремова и др., 1981) имело место образование прожилков низкотемпературного кварца.

Таким образом, В.И. Рехарский и другие еще в 1973 г. справедливо отнесли основные этапы проявления молибденовой, медной и свинцово-цинково-медной минерализации к разным рудным формациям. Унаследованность тектонических путей является главной причиной совмещения в пределах рассмотренных месторождений разнокомплексных горных пород и сопровождающей их минерализации в пределах единых рудных полей. Совмещение разноглубинных типов оруденения, связанных с разными магматическими источниками, обусловило комплексность оруденения. Полученные данные дают основание ставить вопрос о постановке специальных работ для выяснения связей даек и оруденения на других месторождениях медно-молибденовой формации (Кальмакырском в Средней Азии, Саякском — в Казахстане и др.). В настоящее время нет оснований для объединения медно-молибденовых месторождений, развитых в пределах Мегри-Ордубадского массива, в единую медно-молибденовую формацию. Они представляют собой развитие самостоятельных рудно-магматических систем, имеющих свою эволюцию и различающихся по характеру рудообразующих процессов. Таким образом, проведение комплексных геолого-петролого-минералогических исследований в пределах действующих горнорудных предприятий позволяет уточнить возрастные соотношения дайковых пород и руд и более правильно решать вопросы генетических связей магматизма и рудообразования.

1. Для раннегеосинклинальных этапов развития складчатых областей, а также в моменты рифтогенеза и меньше в конечные этапы активизации складчатых областей и платформ, типично поясовое распространение дайковых пород. Блочное размещение даек типично для областей широкого развития плутонических комплексов и областей сложного тектонического развития. Радиальные дайки обычны в областях широкого развития вулканогенных комплексов, отражают наличие локальных купольных структур и крайне редко встречаются в плутонических комплексах. Кольцевые дайки наиболее распространены в областях развития ареального магматизма. Они являются составными частями как вулканических, вулканоплутонических, так и плутонических комплексов, отражая локальные явления наземного и подземного проседания в позднеорогенные стадии развития складчатых областей и платформ. Кольцевые структуры являются не только одной из форм ареального магматизма, но и примером особенно яркого пространственного совмещения разновозрастных магматических образований. Судя по геологическому строению кольцевых структур, их заложение происходило в условиях общего вздымания регионов и появления участков локального растяжения в верхних участках земной коры: развитие кольцевых структур с широким участием дайковых пород тесно связано с эволюцией промежуточных (периферических) очагов главным образом кислой магмы, реже других магм — основной, щелочной.

Дайкообразование в конкретных структурах в момент формирования кольцевых трещин могло быть одноактным (Байназарская структура), двукратным (Улькен-Каракууская структура), трехкратным (Каргалинская структура), редко более (Клаймакс, США).

2. Дайковые породы являются постоянными спутниками вулканических, плутонических и вулканоплутонических комплексов. В вулканических комплексах дайки — подводные каналы эффузивных фаций, а также субвулканические дайки постоянно обнаруживаются на ранних стадиях развития складчатых областей. На средних и поздних этапах наряду с перечисленными фациями дайковых пород появляются дайки, представляющие фацию автомагматических брекчий (по Е.Б. Яковлевой) и фацию гипабиссально-субвулканическую (по Г.М. Царевой), отражающие глубинность и отчетливо проявляющиеся энергетические возможности магм в момент их кристаллизации. В плутонических комплексах дайки могут быть апофизами собственно интрузивных фаз, дополнительных интрузивов (ранних внутрикамерных инъекций), а также дифференциатами обоих из них. Завершают формирование плутонических комплексов дайки — комагматы, являющиеся продуктами формирования промежуточных магматических камер, не вскрытых еще в современном эрозионном срезе. Их состав обычно соответствует средним и кислым горным породам, причем кислые являются более поздними в наблюдаемых эволюционных рядах даек. Наиболее сложные соотноше-

ния дайковых пород наблюдаются при формировании вулканоплутонических комплексов. Среди даек необходимо выделять: 1) подводящие каналы вулканогенных фаций, субвулканической фации, фации автомагматических брекчий, гипабиссально-субвулканической фации, 2) несущие признаки промежуточного происхождения между типичными вулканическими и плутоническими породами, 3) апофизы собственно интрузивных фаз, 4) дифференциаты собственно интрузивных фаз и дайки, завершающие становление гранитоидов (продукты формирования промежуточных магматических камер, не вскрытых на современном эрозионном срезе).

3. В районах развития кольцевых структур дайки являются постоянными спутниками вулканических, плутонических и вулканоплутонических комплексов. Отчетливо устанавливается, что они не образуют самостоятельных (поясовых и кольцевых) комплексов.

а. При формировании вулканогенных комплексов на ранних стадиях формирования вулканогенных мульд дайки появляются крайне редко. Они принадлежат обычно субвулканической фации, реже обнаруживаются дайки жерловой фации. На средних и особенно поздних стадиях дайки образуются значительно чаще.

б. В плутонических комплексах дайки имеют достаточно широкое развитие в ранний период развития вулканогенных мульд. Они приурочиваются как к плутонам, так и к вмещающим породам, причем в плутонах наблюдаются значительно чаще. Плутонические дайки особенно типичны для поздних стадий формирования вулканогенных мульд, причем образование их многоэтапно, и они наблюдаются в составе каждого плутонического комплекса. Радиальные дайки в плутонических комплексах крайне редки, тогда как кольцевые и конические встречаются значительно чаще. Кроме того до и после формирования кольцевых даек имеет место образование линейных даек, причем последние не имеют столь широкого развития, как кольцевые.

в. Кольцевые и конические дайки являются главными элементами, составляющими собственно кольцевые структуры. Породы кольцевых и конических даек обладают рядом особенностей, не встречающихся в линейных, а именно в участках увеличенных мощностей даек обнаружены резкопорфировидные граниты к среднезернистым неравнозернистым, а также к среднезернистым равномернозернистым. Это дает основание предполагать наличие неглубоко залегающих крупных, главным образом гранитных масс, комагматичных обнажающихся в современном эрозионном срезе плутонам.

г. Последовательность появления гранитоидных даек, комагматичных плутонам, весьма закономерна: гранодиорит-порфиры (невадитовые гранит-порфиры) → полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры → полифировые (псевдосферолитовые) гранит-порфиры → олигофировые гранит-порфиры; или невадитовые гранит-порфиры → олигофировые гранит-порфиры, т.е. подобна той, что типична для линейных дайковых тел в районах отсутствия кольцевых структур (Казахстан).

Эта последовательность, по нашему мнению, отражает эволюцию промежуточных гранитоидных очагов, не вскрытых еще современным эрозионным срезом.

4. Унаследованность геохимических особенностей гранитоидов дайковыми породами надинтрузивных зон может служить одним из основных критериев доказательства генетической (близкие содержания большинства элементов), или парагенетической (содержания элементов несколько ниже, чем в плутонах, вскрытых современным эрозионным срезом, и проявлена тенденция к накоплению рудных элементов в более молодых дифференциатах дайковых пород) связей гранитоидов и дайковых пород. Последняя тенденция хорошо проявлена в кольцевых и линейных дайках гранит-порфиров, заканчивающих формирование вулканоплутонических и плутонических комплексов позднего карбона — ранней перми в Центральном Казахстане.

5. Как и гранитоиды, дайковые породы обладают всеми особенностями, присущими породам, формирующимся в условиях малых глубин (резко порфировидное строение, низкая неравномерная упорядоченность калиево-натриевых полевых шпатов и другие). По степени упорядоченности калиево-натриевые полевые шпаты гранит-порфиров кольцевых и линейных даек резких различий не обнаруживают.

6. В дайковых породах, производных как основной, так и кислой магмы, в отдельных районах СССР наблюдаются характерные текстурно-структурные особенности и особенности минерального состава, дающие возможность проводить их корреляцию в разноудаленных районах (габбродиабазы Карелии, Светов, 1979 г.; кольцевые дайки гранит-порфиров позднего карбона — ранней перми Центрального Казахстана, материалы автора).

7. Неоднократное появление даек габбродиабазов и чередование их образования с гранитоидным магматизмом в позднеорогенные стадии развития складчатых областей дают основание предполагать неоднократное зарождение основных и кислых магм в конечные этапы формирования складчатых областей.

8. Многочисленные публикации, в которых указываются только геологические соотношения даек и рудных жил (дорудный, внутрирудный или пострудный возраст даек), не приближает исследователей к решению вопроса о связи оруденения с магматизмом. Необходимо при изучении дайковых пород проследить их размещение, соотношения со всеми видами горных пород, развитыми на месторождениях, изучить их петрологические и геохимические особенности, соотношения рудных минералов, наблюдаемых в них. Обнаружение при этом признаков контактового метаморфизма (ороговикования) в дорудных дайках помогает исследователю относить эти дайки к более древним комплексам, независимо от того наблюдаются они в магматических или других видах горных пород, и не искать генетических связей оруденения со всеми горными породами, предшествующими появлению даек. Наличие на месторождениях внутрирудных даек требует постановки вопроса и поисков соответствующих доказательств возможного их совмещения в одном рудном узле и

связи с разными магматическими источниками. Появление обломков рудоносного кварца или обломков более ранних руд в дайках дает основание рассматривать два этих рудных процесса самостоятельно и искать связи с различными магматическими источниками. Пострудные дайки во всех случаях не имеют прямого отношения к рудообразованию и обычно связаны с другими магматическими источниками. Они часто принадлежат производным других типов магм.

9. Появление сложных соотношений даек и руд может служить прямым указанием на многоэтапность (и вероятную разновозрастность) развития магматизма и рудообразования и возможность обнаружения крупных эндогенных месторождений (Mo-W, Cu-Mo, Cu-Mo-Ag-Au и др.).

10. Дайки помогают решать вопросы не только возрастных взаимоотношений комплексов, закономерностей их развития, но и возможного глубинного строения отдельных территорий, взаимосвязей магматизма и оруденения. В рудных полях дайковые породы способствуют выяснению генезиса месторождений, являются благоприятными средами для локализации оруденения и в целом свидетельствуют о существовании в различных районах и в различные геологические времена режимов повышенной эндогенной активности в верхних частях земной коры. Дайки известны с лунной стадии развития земной коры, но максимальное развитие приобретают в позднеорогенные, посторогенные этапы развития складчатых областей и в период активизации платформ.

11. Многие вопросы дайковой проблемы до сих пор нельзя считать окончательно решенными. Необходимо изучать: 1) взаимоотношения даек с тектонических позиций, в свете плитной тектоники и общего развития верхних частей земной коры, для оценки эндогенной трещиноватости в разные эпохи развития земной коры; 2) петрологические, геохимические особенности дайковых пород, а также физико-химические условия образования дайковых пород, приводящие к большому разнообразию их текстур и структур; 3) поведение различных химических элементов, включая рудные элементы, в дайковых породах, производных разных магм; 4) дисперсий концентраций аксессуарных элементов в эволюционном ряду для решения вопросов концентрирования элементов, особенно рудных, на разных уровнях эрозионного среза, включая изменение содержания элементов по простиранию и вкрест простирания даек.

Изучение дайковых пород абиссального, мезоабиссального и гипабиссального уровня эрозионного среза будет способствовать определению уровней максимального дегазирования магм, времени отделения рудоносных растворов, роли эманационных процессов, в зависимости от объема тел, их морфологии, содержания летучих компонентов (F, H₂O, Cl, B, CO₂ и др.) и их влияния на вязкость расплавов, температуры кристаллизации и первичных их содержаний в магме. Специального изучения заслуживают газожидкие включения в минералах дайковых пород и типоморфизм главных породообразующих минералов — для формационной диагностики близких по составу пород. Дайки должны явиться ключом к решению вопроса потенциальной рудоносности магматических комплексов, не вскрытых в современном эрозионном срезе.

1. *Ахметшина А.К.* Дайковые пояса Украинского щита и связь с ними полезной минерализации. — Докл. АН СССР, 1980, 254, № 2, с. 433—436.
2. *Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М., Наука, 1981. 134 с.
3. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультрасосновых пород и кимберлитов. М., Наука, 1976. 244 с.
4. *Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР* (каталог магматических комплексов). Л., ПКПО ВСЕГЕИ, 1977, вып. 1, 2; 1978, вып. 3, 1979, вып. 4.
5. *Вольфрамовые месторождения и критерии их поисков и оценки.* Под ред. Ф.Э. Апелыцина, М., Недра, 1980. 255 с.
6. *Вольфсон Ф.И., Дружинин Н.В.* Главнейшие типы рудных месторождений. М., Недра, 1975. 391 с.
7. *Геологические основы прогнозирования районов медно-порфирового оруденения.* — Труды ЦНИГРИ, вып. 134, 1978, 136 с.
8. *Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений.* Отв. ред. Ю.Г. Щербаков. Новосибирск, Наука, 1980, 208 с.
9. *Говоров И.Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М., Наука, 1977. 251 с.
10. *Голованов И.М.* Последовательность формирования минеральных парагенезисов меднорудных формаций Западного Тянь-Шаня. — В кн.: Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Средней Азии. Вып. 1, Ташкент, 1978, с. 4—17.
11. *Голованов И.М.* Медно-рудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент, ФАН, 1978. 262 с.
12. *Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность.* Под ред. Г.Д. Афанасьева, В.А. Павлова, М.Г. Руб. М., Наука, 1977. 259 с.
13. *Донских В.В., Зелепузин В.Н., Кронидов И.И.* Методика геологической съемки древних вулканитов. Л., Недра, 1980. 278 с.
14. *Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В.* Геохимия кимберлитов, М., Наука, 1978. 352 с.
15. *Индолев Л.Н.* Дайки рудных районов Восточной Якутии. М., Наука, 1979. 155 с.
16. *Капсамун В.П., Пашков Ю.Н., Рехарский В.М.* Внутриминерализационные дайки на медно-молибденовом месторождении Кальмакыр. — Геология рудных месторождений, 1979, т. 21, № 6, с. 80—84.
17. *Классификация и номенклатура магматических горных пород.* Под ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшаковой. Л., Недра, 1981. 160 с.
18. *Клипенштейн В.Я., Пояркова Э.В., Панасюченко В.К.* Дайковые структуры западной части Среднего и Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Региональная геология Средней Азии, 1979, вып. 2, с. 91—123.
19. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты. М., Наука, 1976. 125 с.
20. *Колчеданные месторождения мира.* Под ред. акад. В.И. Смирнова. М., Недра, 1979. 284 с.
21. *Конанов О.В., Куликов И.В.* Новые данные о возрастных отношениях молибден-вольфрамового оруденения с эльджуртинским гранитом Тырныауза. — Геология рудных месторождений, 1979, 21, № 4, с. 100—103.
22. *Кулындышева Л.А.* Жила (рудная), жила (магматическая) дайка. — В кн.: Системные исследования в геологии. Владивосток, 1979, с. 136—146.
23. *Магматические формации, как индикаторы эндогенных процессов.* Под ред. М.А. Осипова, М., Наука, 1981. 400 с.
24. *Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности, картирования.* — Тезисы докладов Новосибирск, 1981. 265 с.
25. *Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов).* Под ред. В.А. Кузнецова. — Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 319, серия "Эндогенные рудные формации Сибири". Новосибирск, Наука, 1977. 424 с.

26. *Металлогения Казахстана. Рудные формации, месторождения руд редких металлов.* Под ред. А.А. Абдуллина, А.К. Каюпова, В.Г. Ли и др. Алма-Ата, Наука, 1981. 207 с.

27. *Мовсесян С.А.* Закономерности размещения рудных месторождений Армении. М., Недра, 1979. 219 с.

28. *Перфильев А.С., Харасков Н.Н.* О тектоническом расслаивании и спрединге верхних частей океанической коры геологического прошлого. — В кн.: Тектоника. Геология альпийд "тетического происхождения". М., 1980, с. 53—59.

29. *Поисковые признаки и методы поисков месторождений медно-порфирового типа.* Отв. ред. А.И. Кривцов. — Труды ЦНИГРИ, вып. 141, 1979, 99 с.

30. *Полов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М., Наука, 1977. 203 с.

31. *Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых.* Под ред. В.Т. Покалова. М., Недра, 1977, т. 1. 310 с.

32. *Проблемы петрогенеза и рудообразования, корреляция эндогенных процессов (тезисы докладов к III Восточносибирскому петрографическому совещанию).* Отв. ред. проф. Ф.А. Летников. Иркутск, 1979. 182 с.

33. *Рудные месторождения СССР.* В 3-х томах. 2-е изд. Ред. В.И. Смирнов, М., Недра, 1978.

34. *Рудные формации и месторождения Сибири.* Под ред. Б.М. Тюлюпо, Томск, Изд-во Томского университета, 1979. 179 с.

35. *Светов А.П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., Наука, 1979. 208 с.

36. *Стадийность минерализации и зональность гидротермальных месторождений.* Отв. ред. А.Д. Щеглов, Д.О. Онтоев. М., Наука, 1979. 332 с.

37. *Стефанов Ю.М., Широкий Б.И.* Металлогения Верхнего структурного этажа Камчатки. М., Наука, 1980. 104 с.

38. *Сулейманов С.М., Мамедов Э.Д., Абдуллаев Ф.М.* и др. Закономерности размещения меднопорфирового оруденения в Зангезурском сводово-глыбовом поднятии Малого Кавказа (Нахичеванская АССР). — Уч. зап. Азербайджанского ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1977, № 3, с. 3—7.

39. *Феоктистов Г.Д.* Петрология, условия формирования трапповых силлов. Новосибирск, Наука, 1978. 168 с.

40. *Шарпенюк Л.Н.* Магматогенные кольцевые структуры. Л., Недра, 1979. 232 с.

41. *Шеймович В.С., Краевая Т.С.* Дайковые системы полей ареального вулканизма. — В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические комплексы востока Азии. М., 1978.

42. *Эндогенные рудные месторождения.* Отв. ред. В.И. Казанский. М., Наука, 1980. 274 с.

43. *Calzia J.P., Hiss W.Z.* Igneous rocks in northern Delaware Basin, New Mexico and Texas. — N. Mex. Bur. Mines and Miner. Res. Circ. 1978, N 159, pp. 39—46.

44. *Halls H.C.* The structural relationship between Archean granite-greenstone terrains and late Archean mafic dikes. — Can. J. Earth Sci., 1978, 15, N 10, pp. 1665—1668.

45. *Holub F., Zezulková V.* Relativní stáři intrusivních hornin středoevropského plutónu na vrbíkovskí. — Vestn. Ústředí Ústavu Geol., 1978, 53, N 5, pp. 289—297.

46. *McHone G.J.* Distribution, orientations and ages of mafic dikes in central New England. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, 89, N 11, pp. 1645—1655.

47. *Streckeisen A.* Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. — Geology, 1979, v. 7, pp. 331—335.

48. *The early History of the Earth.* Ed. by B.F. Windley. John Wiley & Sons, London — New York — Sidney — Toronto, 1975. Русский перевод: "Ранняя история Земли", М., Мир, 1980. 620 с.

49. *Townend R., Ferreira P.M., Franke N.D.* Caraliba, a new copper deposit in Brazil. — Tuans. Inst. Mining and Met., 1980, B89, Aug., pp. 159—164.

50. *Wooley A.R., Bevan J.C., Elliott C.J.* The Karroo dolerites of Southern Malawi and their regional geochemical implications. — Miner. Mag., 1979, 43, N 328, pp. 487—495.

ТАБЛИЦЫ I—XVI И ПОЯСНЕНИЯ К НИМ

ТАБЛИЦА I

a, б — характер контакта габбродиабазов с гранитами. Центральный Казахстан (увел. 5, без анализатора)

в — то же с гранит-порфирами. Центральный Казахстан (увел. 10, с анализатором)

г — характер контакта апофизы крупнозернистых гранитов в диоритах. Северо-западная часть Мегри-Ордубадского плутона (нат. вел.)

ТАБЛИЦА II

a — дайково-силловая система андезитобазальтов в литовитрокластических андезитобазальтовых туфах и туффилах миоценового возраста. Бухта Мутная, Юго-Восточная Камчатка (фото В.С. Шеймовича)

б — переход пологого тела мелкозернистых гранитов в крутопадающее дайковое. Кыльчинский массив, Казахстан (фото автора)

в — пологое тело мелкозернистых гранитов в крупнозернистых гранитах собственно интрузивной фазы. Бектауатинский массив. Казахстан (фото автора)

ТАБЛИЦА III

a — серия внутрикамерных инъекций гранит-аплитов в крупнозернистых гранитах. Кыльчинский массив, Казахстан (фото автора)

б — линейность контакта поздних даек невадитовых гранит-порфиров с крупнозернистыми гранитами собственно интрузивной фазы. Джалгызский массив, Казахстан (фото автора)

в — поздняя колочатая дайка гранодиорит-порфиров, Бектауатинский массив, Казахстан (фото автора)

г — прожилки гранитов (C_3-P_1) в гранит-порфирах (C_2-3). Западный контакт Мукурского массива

д, е — катаклиз гранодиорит-порфиров (V генерация), слагающих центральную часть дайкового тела. Каргалинская кольцевая структура (*д* — обр. 6345п/67, *е* — обр. 6345л/67, нат. вел.)

ж — тектонические (эксплозивные?) брекчии в зонах интенсивного дробления гранодиорит-порфиров (V генерация). Каргалинская кольцевая структура

ТАБЛИЦА IV

a — переход лейкократовых полифировых гранит-порфиров (VI генерация) в тонкозернистые неравнозернистые граниты. Каргалинская кольцевая структура (обр. 6345г/67, нат. вел.)

б — характер перехода лейкократовых полифировых гранит-порфиров в меланократовые (VI генерация); величина вкрапленников в последних резко увеличивается. Каргалинская кольцевая структура (обр. 6410д/67, нат. вел.)

в — контакт лейкократовых полифировых гранит-порфиров (VI генерация) с полифировыми метаандезитами субвулканического тела; в зоне эндоконтакта породы флюидалы, видны растащенные ксенолиты метаандезитов. Каргалинская кольцевая структура (обр. 9106з/67)

г — ксенолит высокотемпературного жильного кварца в тонкозернистых порфировидных гранитах (VI генерация). Каргалинская кольцевая структура (обр. 6345и/67, нат. вел.)

д — невадитовые гранит-порфиры (VII генерация) из зоны переходной к эпидо-контакту; отчетливо видно резкое уменьшение зернистости и количества вкрапленников и появление плотных разностей к эндоконтакту (правая часть снимка). Каргалинская кольцевая структура (обр. 6353/67, нат. вел.)

ТАБЛИЦА V

a — контакт мелкозернистых гранитов с полифировыми (фельзитовыми) гранит-порфирами. Западная часть Улькен-Каракууской кольцевой структуры

b — контакт полифировых (фельзитовых) гранит-порфиров (VI генерация) с невадитовыми гранит-порфирами (IX генерация). Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 78а/68, увел. 5,5, с анализатором)

e — контакт лейкократовых порфировых гранит-порфиров (VI генерация) с порфировыми метаандезитами. Улькен-Каракууская кольцевая структура (обр. 9036а/67, нат. вел.)

z — характер флюидалности в зоне эндоконтакта лейкократовых полифировых гранит-порфиров (VI генерация) с риолитами. Улькен-Каракууская кольцевая структура (нат. вел.)

d — полифировые (сферолитовые) гранит-порфиры, Улькен-Каракууская кольцевая структура (нат. вел.)

e — контакт полифировых (фельзитовых) и полифировых (псевдосферолитовых) гранит-порфиров. Улькен-Каракууская кольцевая структура (нат. вел.)

ТАБЛИЦА VI

a — инъекция полифировых (псевдосферолитовых) гранит-порфиров в полифировые (фельзитовые) гранит-порфиры. Улькен-Каракууская кольцевая структура

b — контакт пермских гранитов с полифировыми (псевдосферолитовыми) гранит-порфирами (VII генерация); в зоне эндоконтакта гранитов возникает полоса микрографического строения, показывающая, что граниты моложе. Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 17б/69, увел. 30, без анализатора)

e — морфология пермского гранитного прожилка в невадитовых гранит-порфирах (V генерация). Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 139е/69, увел. 5, с анализатором)

z — прожилки пермских гранитов в олигофировых гранит-порфирах (VIII генерация). Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 71г/68, увел. 10, без анализатора)

d — контакт невадитовых гранит-порфиров (IX генерация) с мелкозернистыми пермскими гранитами; в некоторых участках, особенно в зоне контакта граниты подроблены. Центральный массив Улькен-Каракууской кольцевой структуры (шлиф 54в/68, увел. 30, без анализатора)

ТАБЛИЦА VII

a — прожилки пермских гранитов в невадитовых гранит-порфирах (V генерация). Юго-восточный эндоконтакт Центрального массива, Улькен-Каракууская кольцевая структура (обр. 139в/69)

b — апофиза резкопорфировидных пермских гранитов в невадитовых (V генерация) и олигофировых (VIII генерация) гранит-порфирах. Юго-восточный контакт Западного массива, Улькен-Каракууская кольцевая структура (обр. 59е/69)

e — апофизы тонкозернистых пермских гранитов в фиолетовых полифировых (фельзитовых) гранит-порфирах. Майтасская кольцевая структура.

ТАБЛИЦА VIII

a — субщелочные кварцевые диорит-порфириты кольцевой дайки. Байназарская кольцевая структура (шлиф 49а/68, увел. 20, без анализатора)

b — контакт субщелочных кварцевых диорит-порфиритов с крупнозернистыми гранитами Аршалинского массива. Байназарская кольцевая структура (шлиф 40в/68, увел. 20, без анализатора)

e — контакт слабо порфировидных диоритов с субщелочными кварцевыми диорит-порфиритами кольцевой дайки; диориты в зоне контакта криптокристаллическизернистые и дают апофизы в субщелочные кварцевые диорит-порфириты. Байназарская кольцевая структура (шлиф 31з/68, увел. 20, без анализатора)

z, d — контакт мелкозернистых равномернотонкозернистых (*z*) и тонкозернистых резкопорфировидных (*d*) гранитов (C_3-P_1) с невадитовыми гранит-порфирами (C_2-3). Южный контакт Аюлюозекского массива, Центрально-Токрауская кольцевая структура (нат. вел.)

e — контакт мелкозернистых равномернотонкозернистых гранитов с невадитовыми гранит-порфирами; в гранитах хорошо видны рост кристаллов полевых шпатов и кварца перпендикулярно к контакту и образование ими графических структур. Центрально-Токрауская кольцевая структура (увел. 5, без анализатора)

ТАБЛИЦА IX

a — пересечение дайки мелкозернистых порфировидных гранитов I генерации дайкой аплитовидных порфировидных гранитов II генерации. Караобинское месторождение

b — пересечение прожилков додайкового кварца дайкой среднезернистых гранитов III генерации. Караобинское месторождение

e — прожилки олигофировых неравномерно альбитизированных метариолитов в девонских конгломератах. Тырныаузское месторождение

z — характер гранитизации в олигофировых метариолитах субвулканического тела "Паук". Тырныаузское месторождение

d — прожилки мелкозернистых (до среднезернистых) гранитов в метариолитах субвулканического тела "Паук". Тырныаузское месторождение

e — характер развития гидротермального скарнирования по трещинкам (темное) в метариолитах (лев. часть снимка), в жильном кварце с молибденитом (прав. часть снимка) и по их контакту; морфология залеченных гранатом трещин в обоих случаях различна (в кварце — со стремлением к шестигранным); в правом верхнем углу снимка темное округлое выделение — чешуйка молибденита в жильном кварце. Тырныаузское месторождение

ТАБЛИЦА X

a — ксенолиты кристаллов жильного кварца в дайке диабазов; отчетливо видно линейное развитие микролитов плагиоклаза около кварцевых зерен и позднее появление карбонатных прожилков сложной морфологии по микротрещинам. Бестюбинское месторождение (шлиф 1059/4 из колл. Г.Н. Назьмовой, увел. 10, без анализатора)

b — характер структур в габбродиабазах. Кентский массив, Центральный Казахстан (шлиф 726/71, увел. 10, без анализатора)

e — характер структур в диабазах; во вкрапленниках плагиоклаза наблюдаются включения стекла. Каргалинская кольцевая структура (шлиф 6550и/67, увел. 20, без анализатора)

ТАБЛИЦА XI

a — метариолиты линейных субвулканических даек. Каргалинская кольцевая структура (шлиф 9077/67, увел. 20, с анализатором)

b — то же. Байназарская кольцевая структура (шлиф 1з/68, увел. 30, с анализатором)

e — метариолиты собственно эффузивной фации. Каргалинская кольцевая структура (шлиф 9098б/67, увел. 20, с анализатором)

z — то же. Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 84г/68, увел. 20, с анализатором)

d — апофиза гранита собственно интрузивной фазы в метариолите; к эндокон-

такту гранит переходит в крупнозернистый неравномернозернистый (увел. 10, с анализатором)

е — внутрикамерная инъекция гранита в метариолите, в контакте наблюдается развитие микрографических структур в гранитном прожилке (увел. 20, с анализатором)

ж — то же, в допермском габбродиабазе; наблюдается укрупнение зерен неравномернозернистого гранита к эндоконтакту с габбро-диабазами. Кентский массив (шлиф 720/11, увел. 5, с анализатором)

ТАБЛИЦА XII

а — характер перехода неравномернозернистых аляскитов (верхняя часть снимка) к кварцевым сиенитам (нижняя часть снимка) в участке раздува кольцевой дайки. Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 24а/69, увел. 5,5, с анализатором)

б, в, г — детали состава и структур пород в зоне, переходящей от аляскитов к резкопорфировидным кварцевым сиенитам, наблюдаемые в участке раздува кольцевой дайки (шлиф 24з/69, увел. 30, с анализатором); *б* — порфировидные граниты с микрографической структурой, *в* — граниты зоны, переходной к кварцевым сиенитам, *г* — кварцевые сиениты призматическизернистой структуры с участками микрографических гранитов

д — среднезернистые неравномернозернистые аляскиты в зоне раздува кольцевой дайки, обогащенные кварцем (шлиф п-2/969 из колл. Е.В. Негрей и О.И. Яшухина, увел. 10, с анализатором)

е — характер размещения кварца, роговой обманки и магнетита среди калиево-натриевого полевого шпата в участках раздува кольцевой дайки среднезернистых неравномернозернистых аляскитов (шлиф п-2/969 из колл. Е.В. Негрей и О.И. Яшухина, увел. 40, с анализатором)

ТАБЛИЦА XIII

а-г — типы структур в кольцевой дайке. Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлифы из колл. Е.В. Негрей и О.И. Яшухина): *а* — кварцевый сиенит-порфир (шлиф п-1/69, увел. 20, с анализатором); *б* — то же, деталь основной массы (шлиф п-1/69, увел. 20, с анализатором), *в* — то же, в зоне перехода от кварцевых сиенит-порфиров к олигофиловым гранит-порфирам (шлиф 1д/69, увел. 20, с анализатором), *г* — олигофиловый гранит-порфир эндоконтактной зоны (шлиф 1а/69, увел. 20, с анализатором)

д-з — типы структур в дайке полифиловых (псевдосферолитовых) гранит-порфиров, переходящей в участках раздува в мелкозернистые пегматоидные граниты. Улькен-Каракууская кольцевая структура: *д* — тонкозернистый пегматоидный гранит (шлиф 151б/69, увел. 10, с анализатором), *е* — то же, деталь (увел. 20, с анализатором), *ж* — полифиловый гранит-порфир, вверх по склону в 10 м от контакта (шлиф 151в/69, увел. 20, с анализатором), *з* — то же, близ зоны эндоконтакта (шлиф 94в/68, увел. 20, без анализатора)

ТАБЛИЦА XIV

а — каймы обрастания калиевого полевого шпата плагиоклазом в краях псевдосферолитов. Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 81в/68, увел. 20, с анализатором)

б — характер сферолитов в зоне контакта с порфировыми риолитами субвулканического тела. Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 119в/68, увел. 20, без анализатора)

в — характер сферолитов в зоне контакта с резкопорфировидными гранитами; последние интенсивно раздроблены. Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 61а/68, увел. 30, с анализатором)

г — полифиловый (фельзитовый) гранит-порфир. Топарский массив (шлиф 520, увел. 20, с анализатором)

д — полифиловый гранит-порфир с микрогранитной основной массой. Топарский массив (шлиф 592г, увел. 20, с анализатором)

е — полифиловый гранит-порфир с микрографически-микрогранитной основной массой. Кентский массив

ж — олигофиловый гранит-порфир с псевдосферолитово-микрогранитной основной массой. Байназарская кольцевая структура (шлиф 3б/68, увел. 30, с анализатором)

з — то же, Улькен-Каракууская кольцевая структура (шлиф 135а/69, увел. 30, с анализатором)

ТАБЛИЦА XV

а — прожилки мелкозернистых пегматоидных гранитов (C_3-P_1) в полифиловых гранит-порфирах (C_2-3). Каргалинская кольцевая структура (нат. вел.)

б — ксенолит ороговикованных лейкократовых полифиловых гранит-порфиров (VI генерация) в пермских гранитах. Каргалинская кольцевая структура

в — контакт невадитовых гранодиорит-порфиров (I), до дацитов в эндоконтакте с монцонитами (II); последние в зоне контакта интенсивно подроблены. Каджаранское месторождение

ТАБЛИЦА XVI

а — контакт даек гранодиорит-порфиров I и II генераций. Каджаранское месторождение (обр. 78а/78)

б — опацизация биотита и роговой обманки в дацитах. Район Дебаклинского разлома (обр. 59а/77, увел. 40, без анализатора)

в — обломки кварца с молибденитом в дайке олигоклазовых кварцевых диоритов и развитие халькопирита по контакту с ксенолитами и в породах дайки. Каджаранское месторождение (увел. 10, без анализатора)

г — ксенолит кварца с молибденитом в гранодиорит-порфирах II генерации и развитие пирита (черное) по трещинкам и в виде вкрапленности в породе и ксенолите. Каджаранское месторождение

д — развитие халькопирита в виде прожилков и неправильной формы зерен в пирите. Парагачайское месторождение (полиров. шлиф, увел. 20)

Таблица I

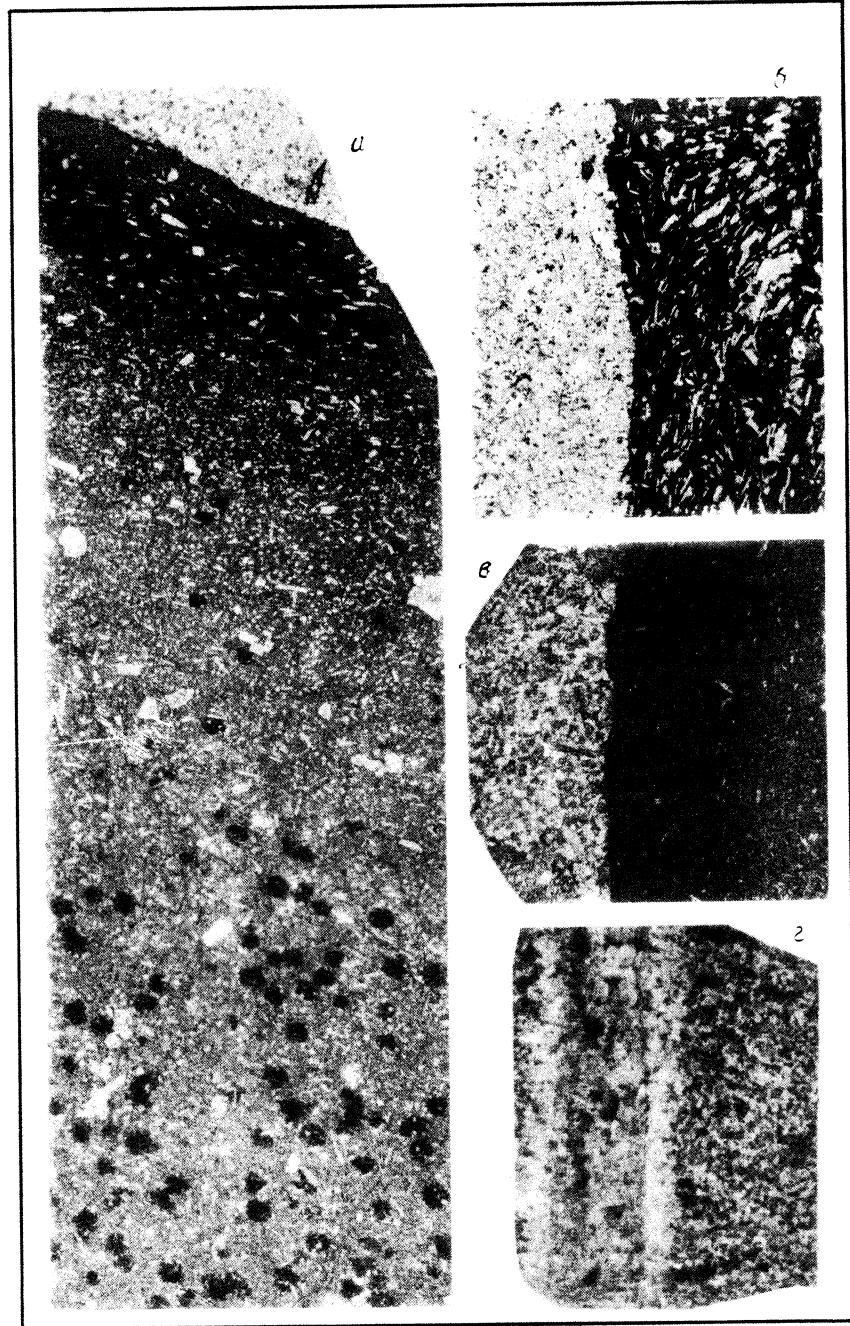


Таблица II

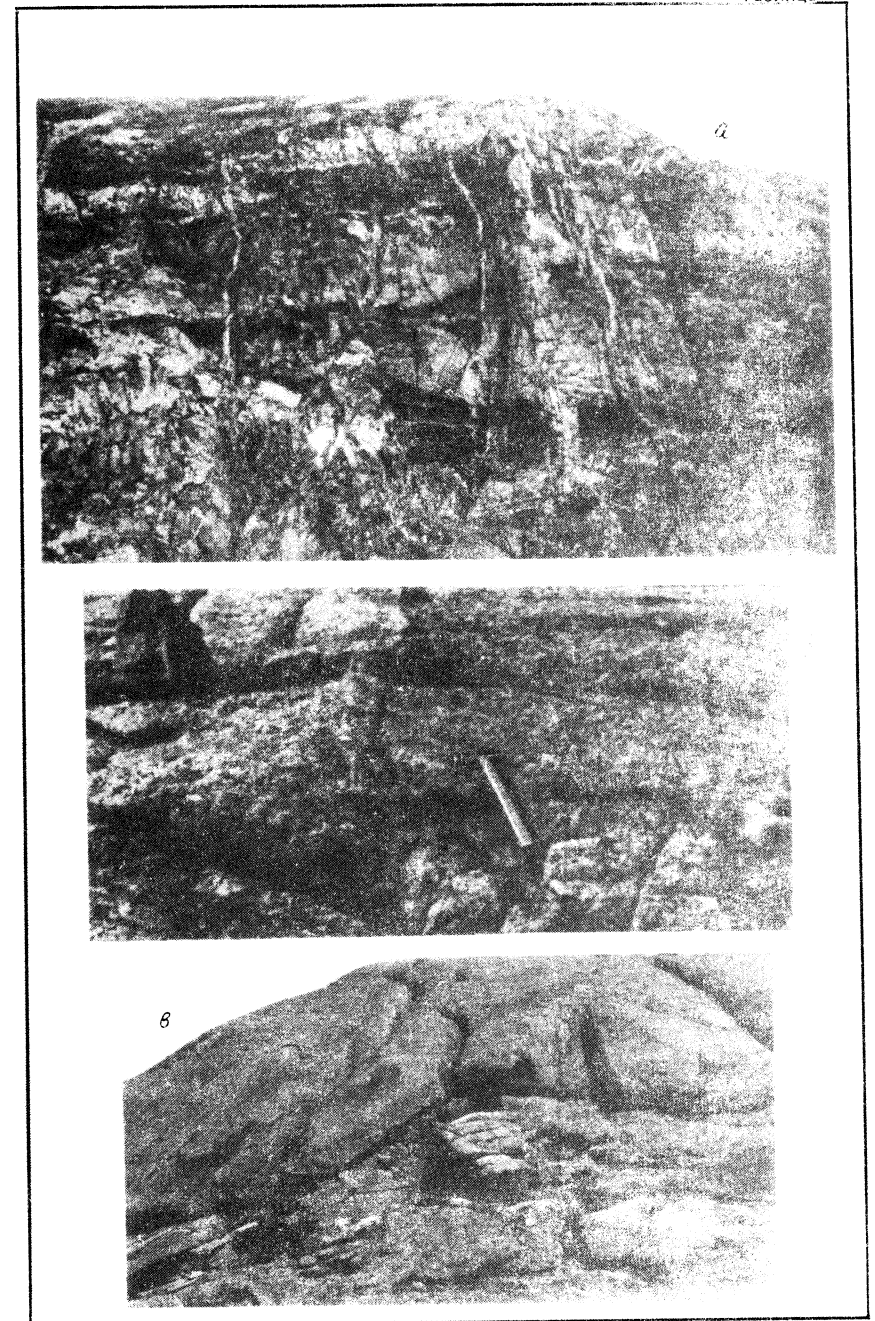


Таблица III

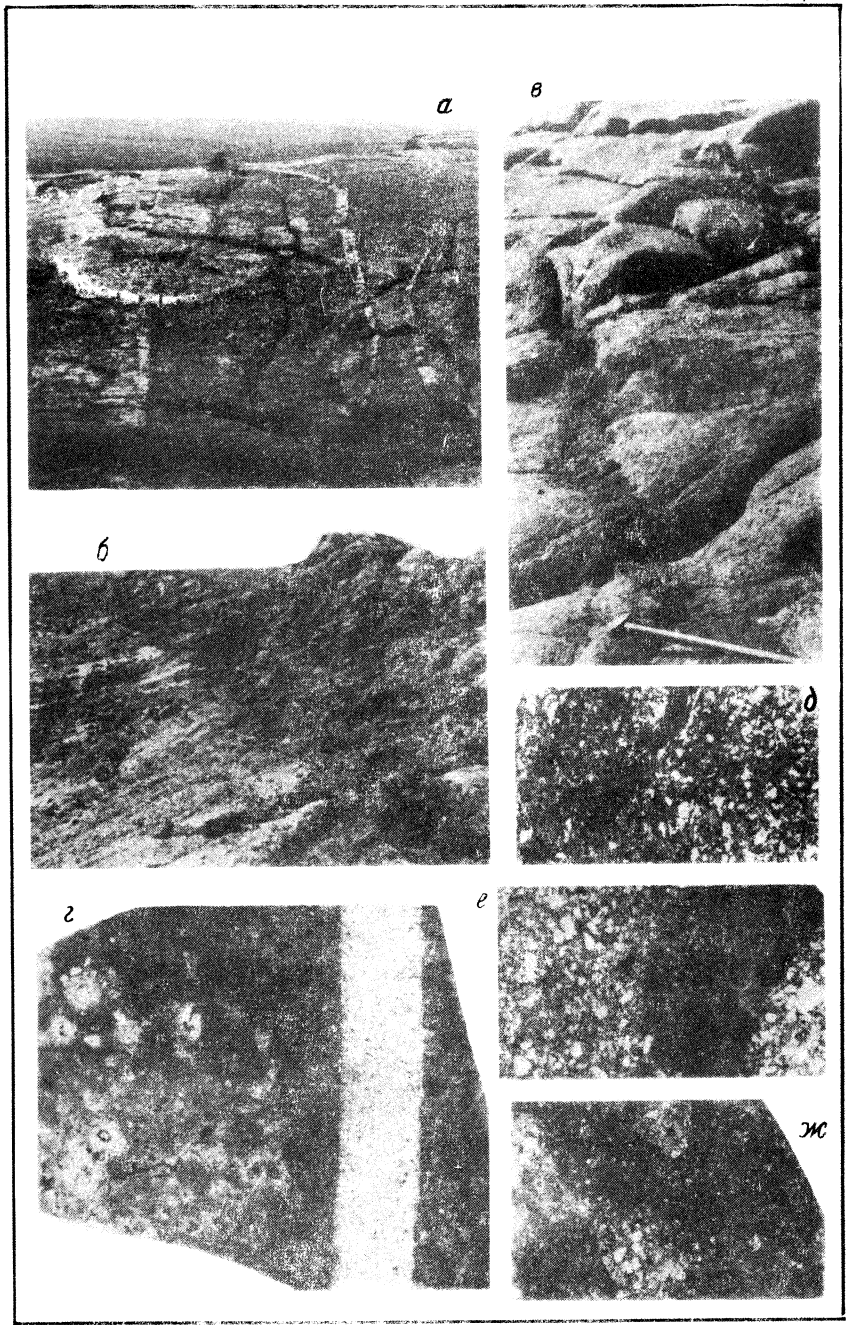


Таблица IV

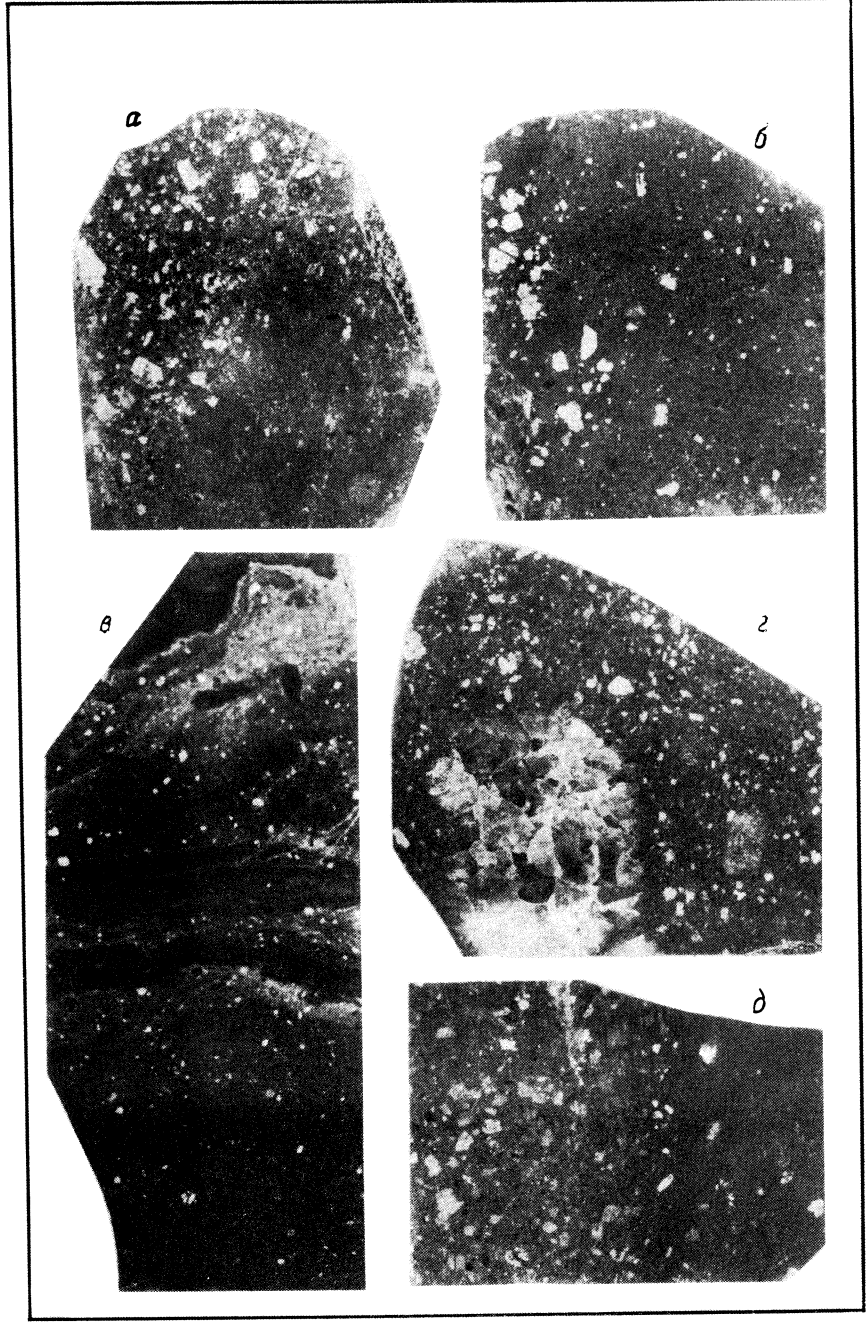


Таблица V

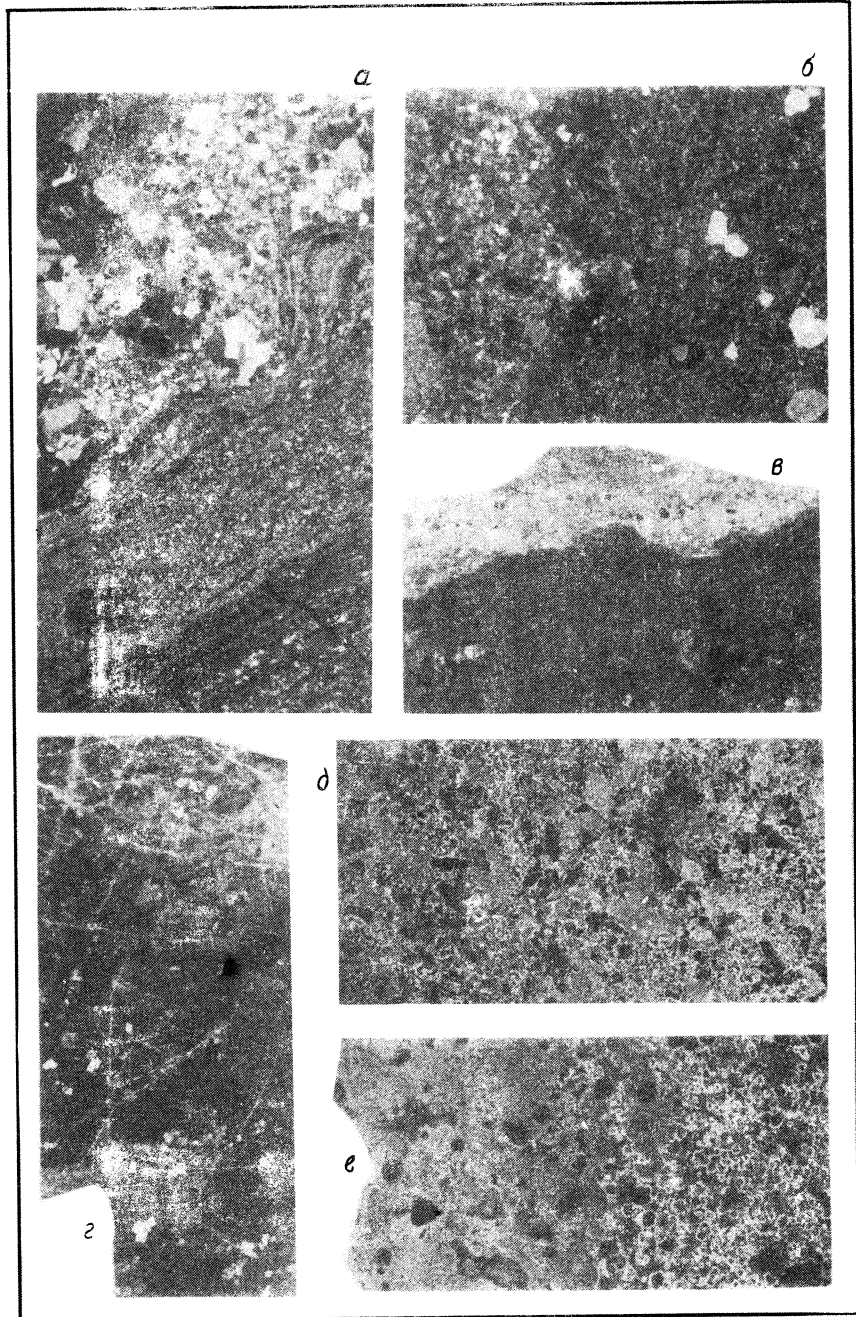
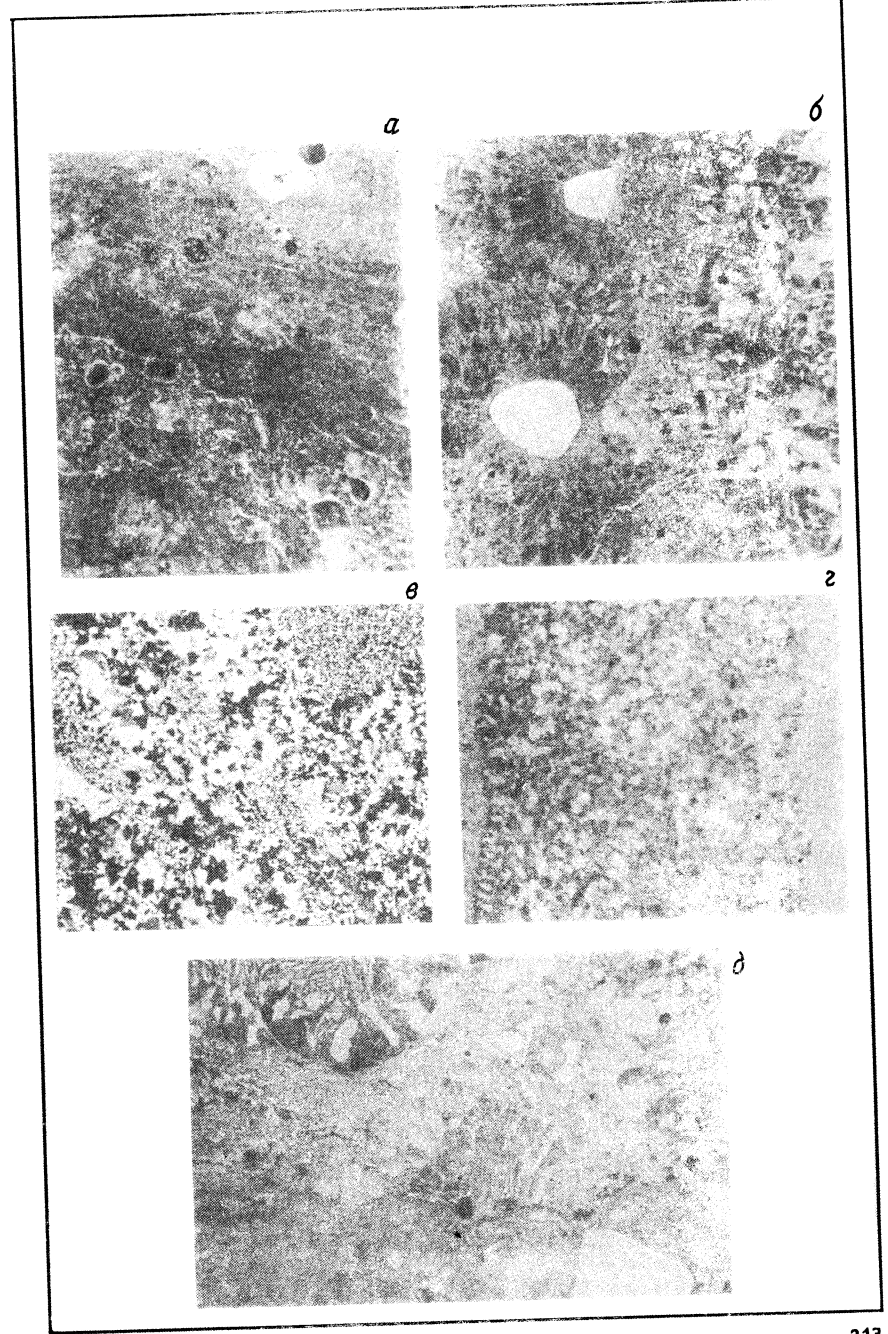


Таблица VI



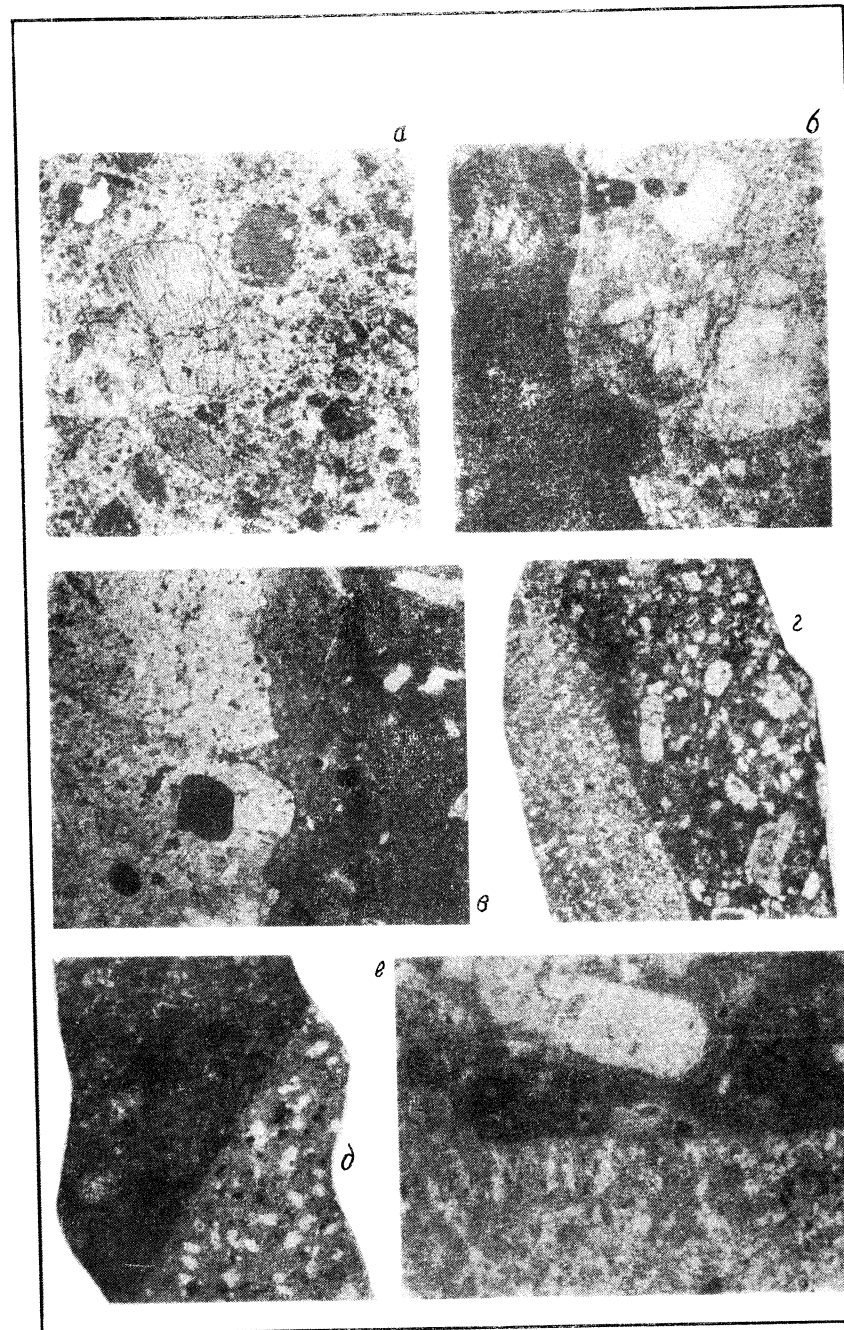
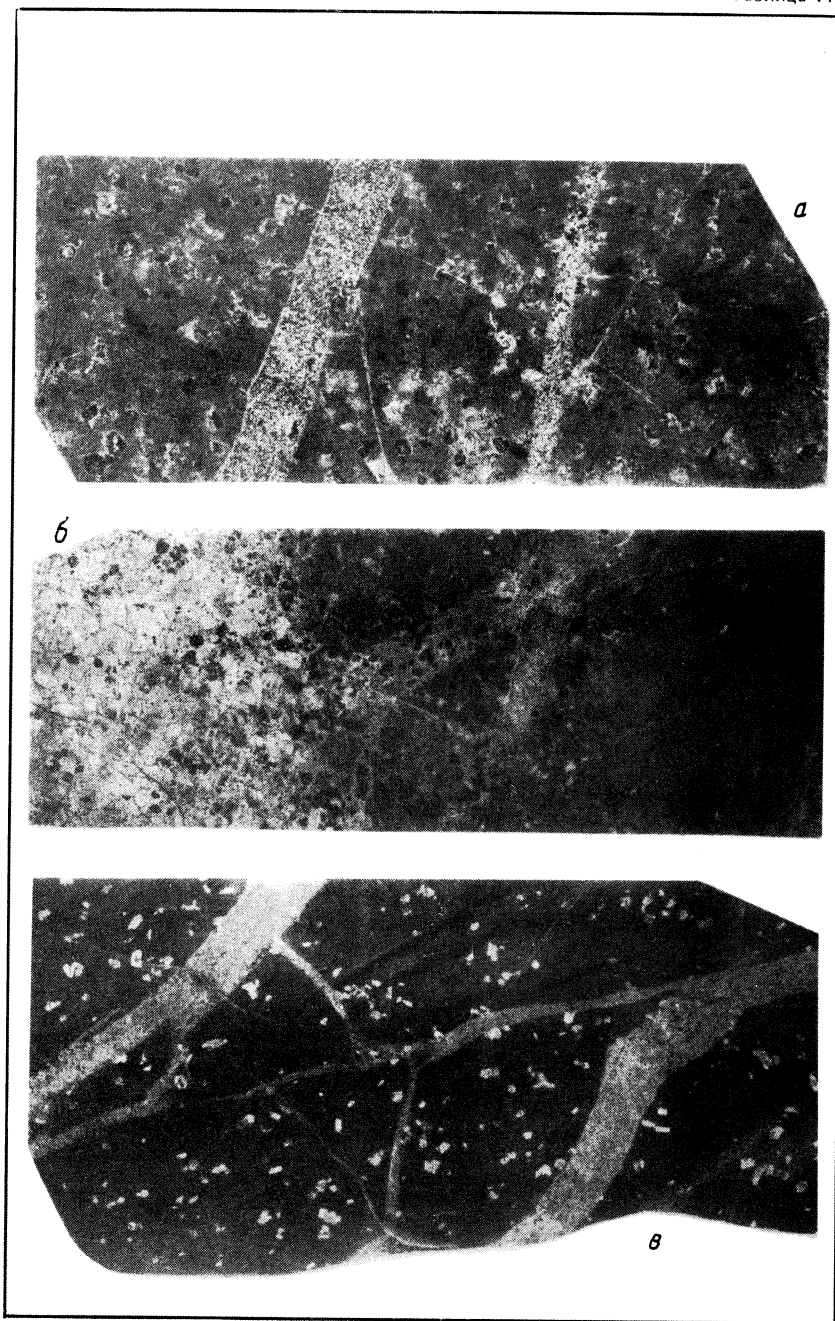


Таблица IX

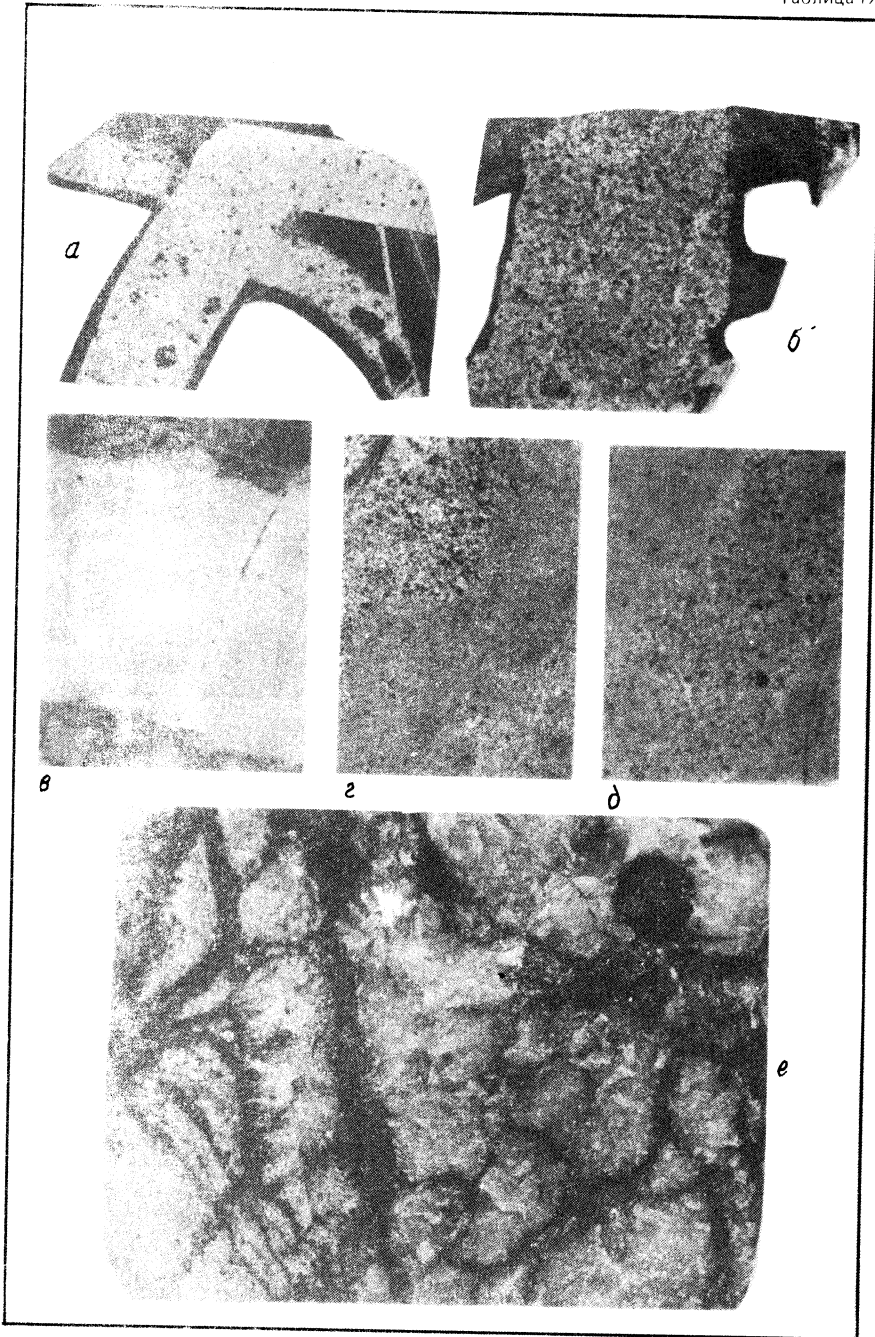


Таблица X

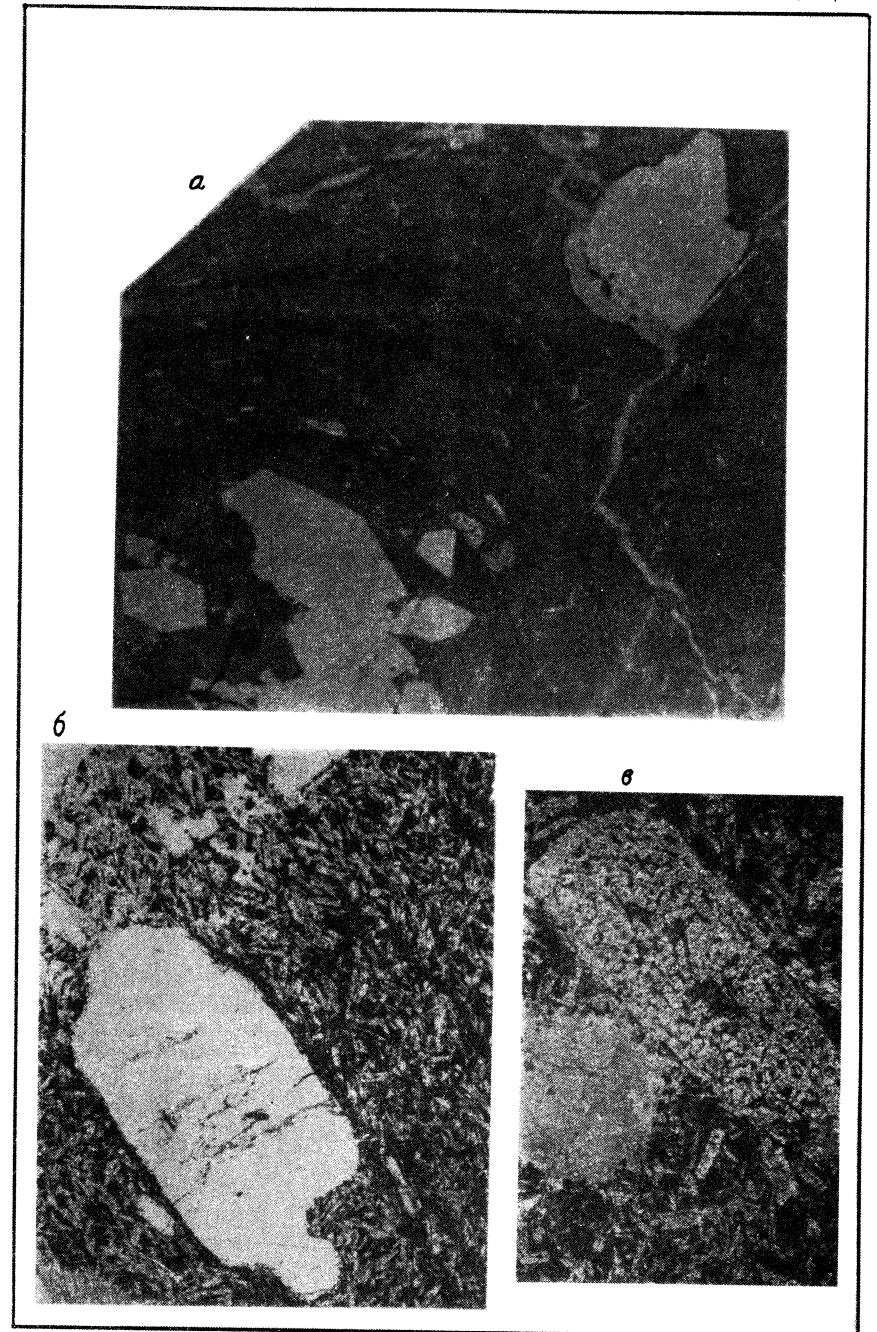


Таблица XI

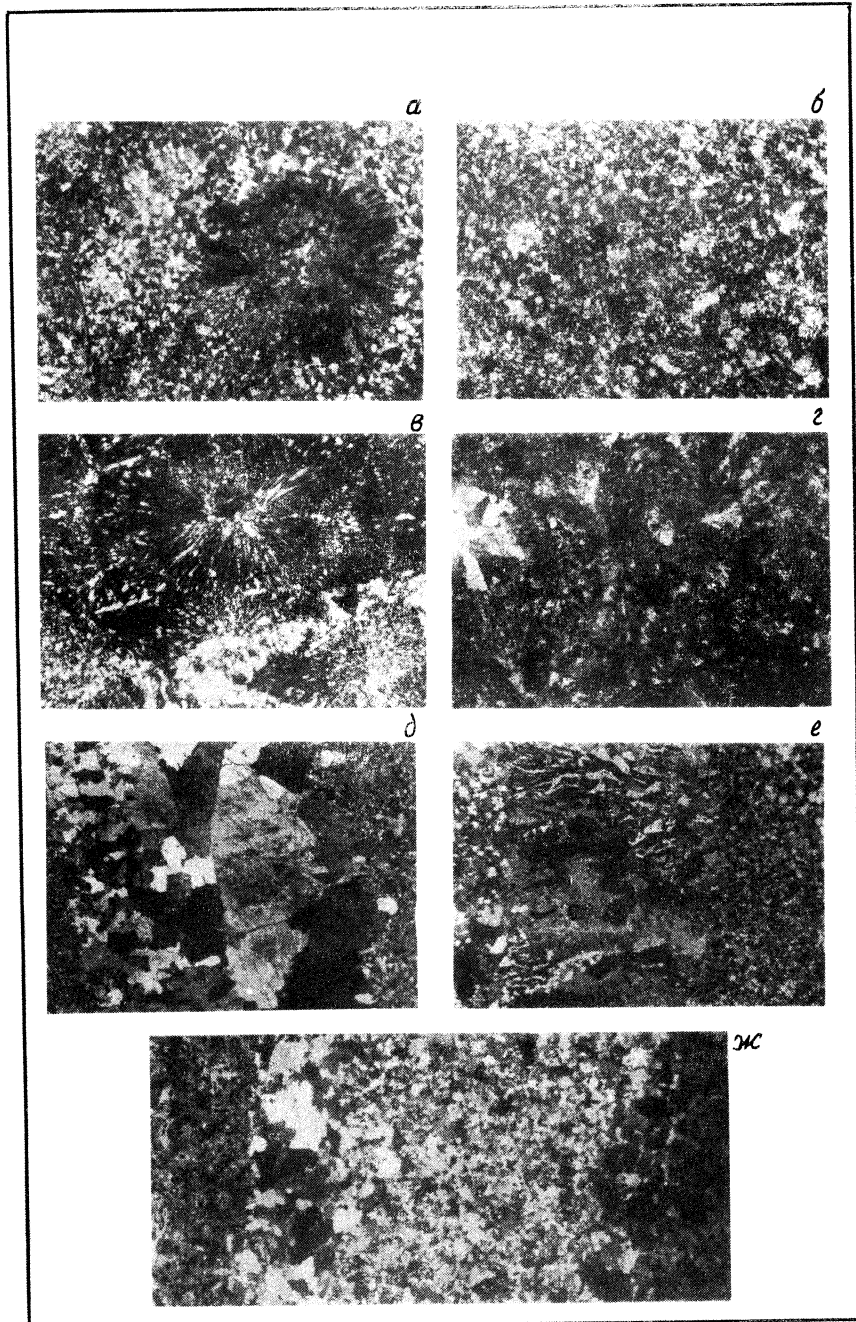


Таблица XII

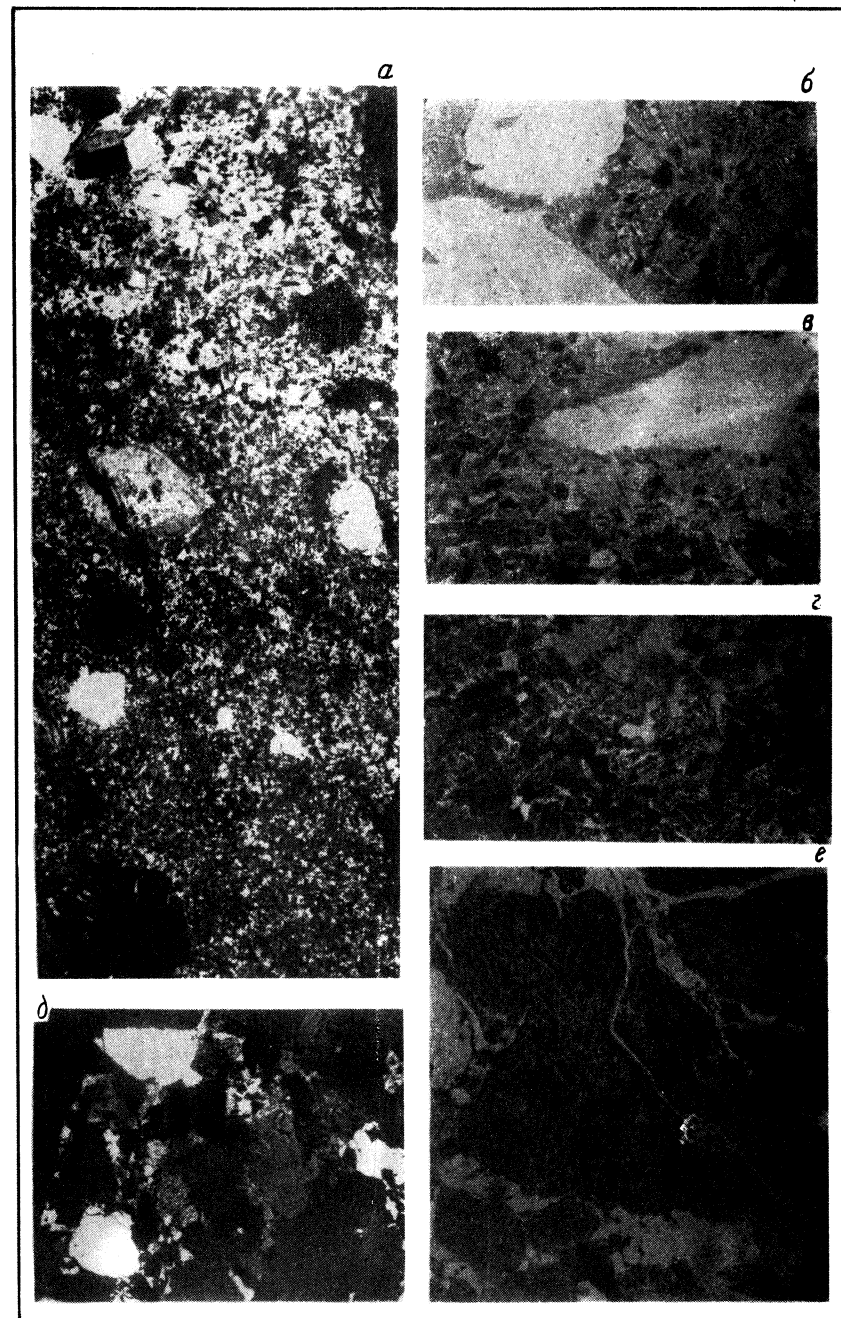


Таблица XIII

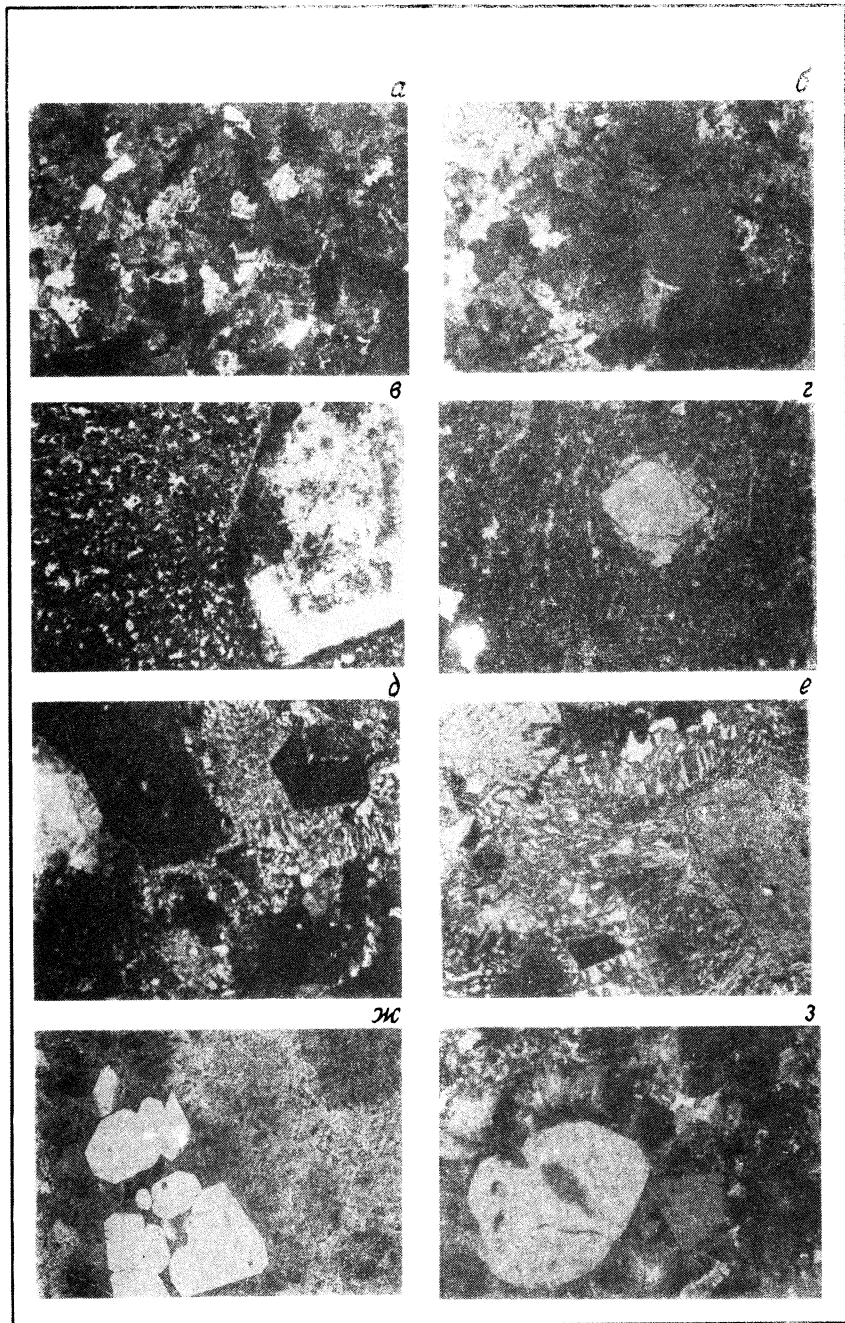
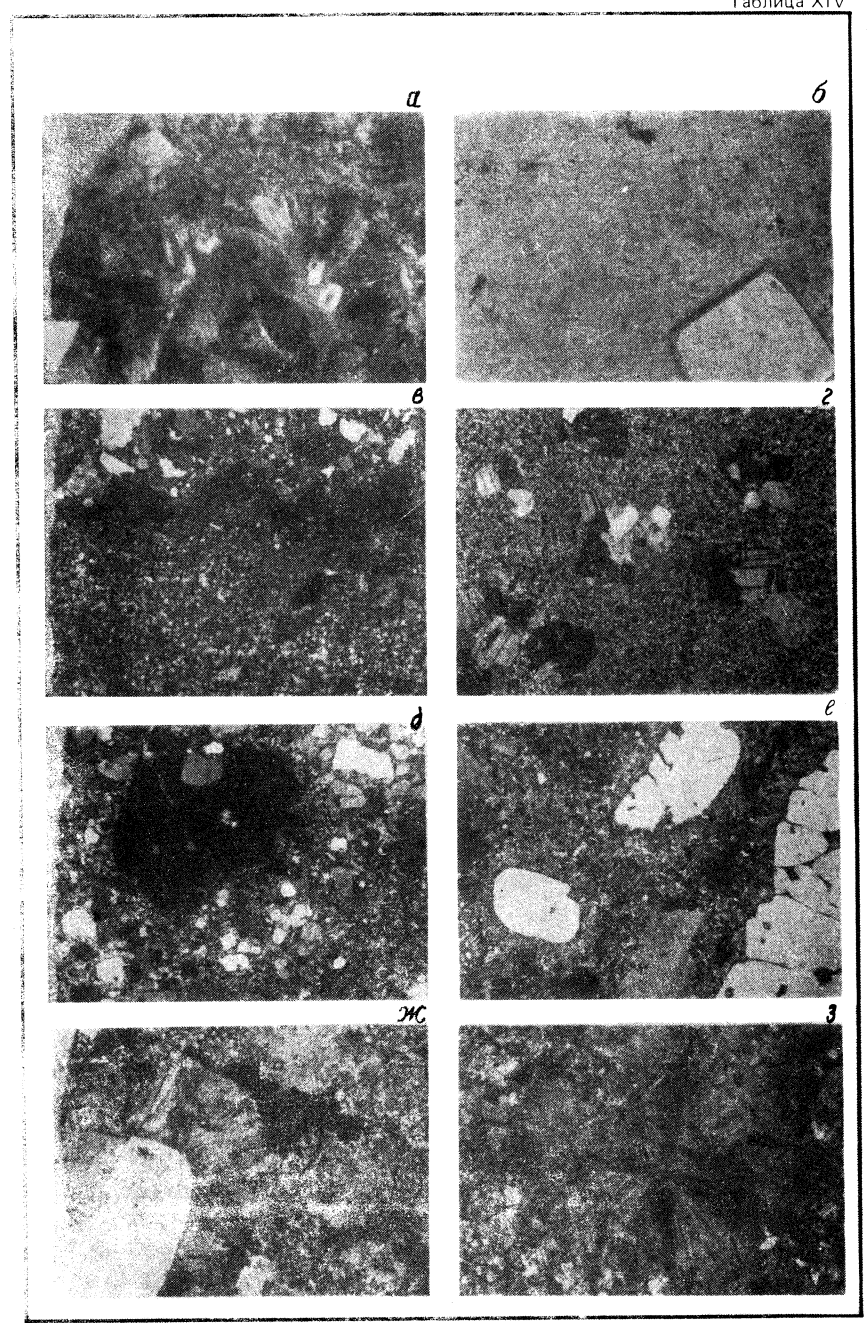
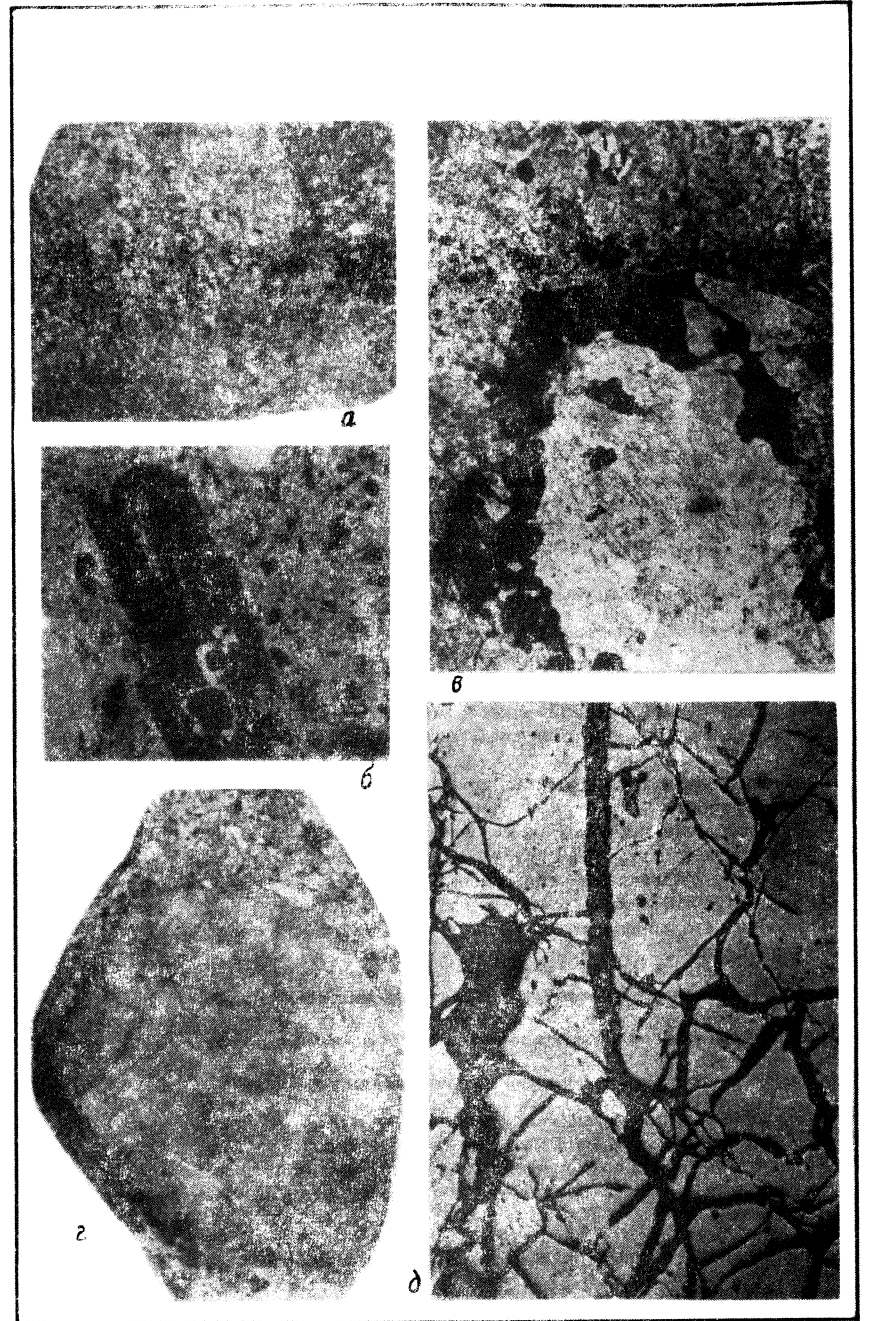
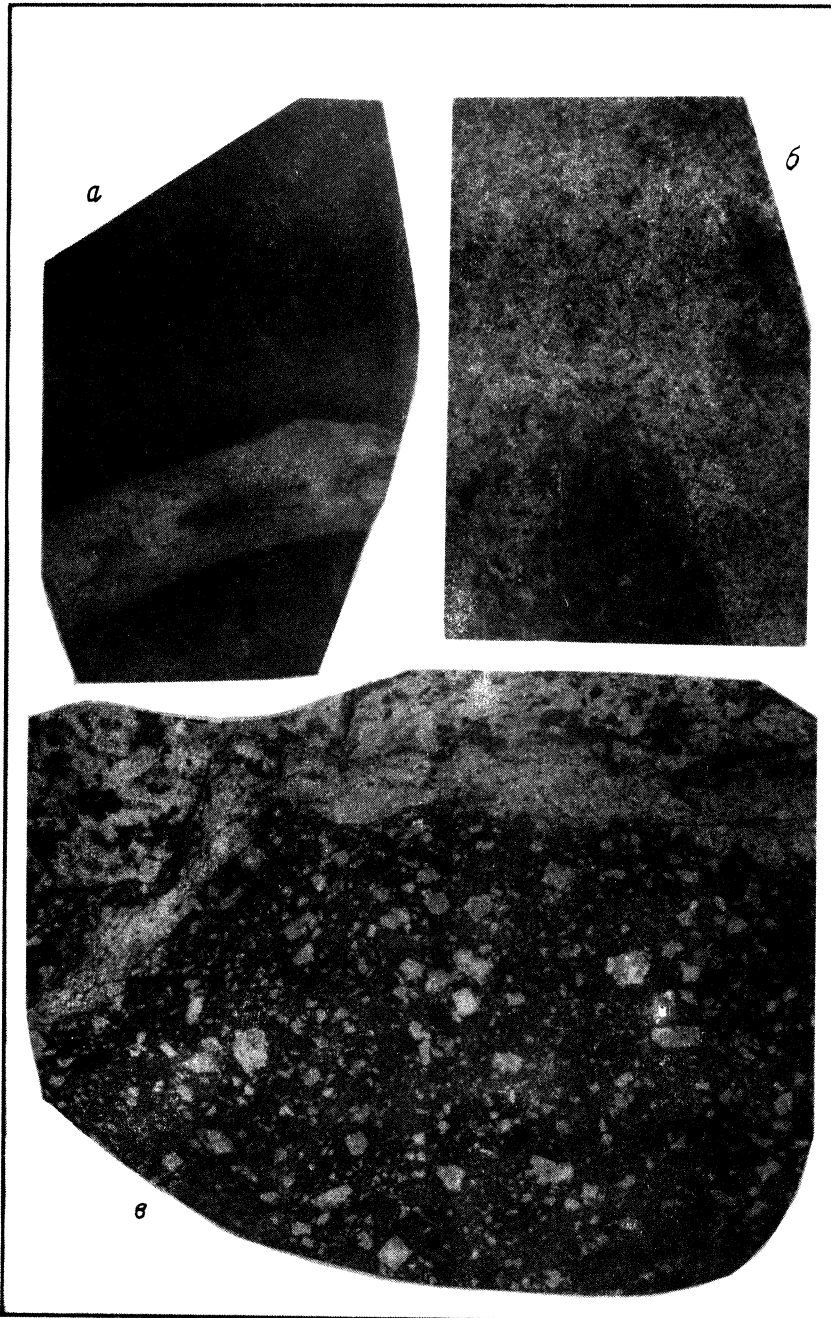


Таблица XIV





ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Закономерности размещения даек и их соотношение с оруденением	5
Дайки — индикаторы режимов повышенной эндогенной активности в верхних частях земной коры	5
Дайки платформ	12
Дайки складчатых областей	30
Дайки ранних этапов развития складчатых областей	31
Дайки средних этапов развития складчатых областей	35
Дайки поздних этапов развития складчатых областей и зон активизации	37
Классификация и номенклатура дайковых пород	85
Особенности внутреннего строения даек	96
Дайки простого строения	96
Дайки вулканических комплексов	96
Дайки плутонических комплексов	103
Дайки вулканоплутонических комплексов	107
Дайки сложного строения	108
Кольцевые тектоно-магматические структуры	111
Закономерности размещения даек в кольцевых структурах Казахстана	112
Петрографические особенности дайковых пород	143
Дайковые породы вулканических комплексов	143
Дайковые породы плутонических и вулканоплутонических комплексов	144
Дифференциаты интрузивов, обнажающихся в современном эрозионном срезе	144
Производные промежуточных плутонических и вулканоплутонических очагов	145
Условия кристаллизации кольцевых и линейных даек гранит-порфиров	151
О промежуточных магматических очагах	154
Причины петрографического разнообразия дайковых пород и природа лампрофиров	157
Петрогенетическое значение рудных минералов дайковых пород	162
Петрохимические и геохимические особенности дайковых пород	166
Роль даек в решении геологических и генетических вопросов	183
Выявление истории развития магматизма	183
Возрастное расчленение магматических комплексов	185
Установление связи оруденения с вулканизмом или плутонизмом	189
Определение возраста оруденения в пределах рудных полей и месторождений	190
Основные выводы и задачи дальнейшего изучения дайковых пород	198
Список литературы	201
Таблицы I — XVI и пояснения к ним	203