

Л. Н. Шарпёнок

МАГМАТОГЕННЫЕ
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Л. Н. Шарпёнок

**МАГМАТОГЕННЫЕ
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ**

2932



ЛЕНИНГРАД . «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1979



Шарпёнок Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л., Недра, 1979. 231 с.

Собран, обобщен и систематизирован обширный фактический материал по магматогенным центрально-кольцевым структурам. Освещена история изучения этих своеобразных образований, показана их роль в строении земной коры, обсуждены принципы классификации. На основе предложенных принципов центрально-кольцевые структуры складчатых поясов разделены на 2 класса — необращенных и обращенных, каждый из выделенных классов подразделен на 3 генетических типа. На примере Токрауской впадины Центрального Казахстана рассмотрен ряд сложных обращенных центрально-кольцевых систем и проведены аналогии со структурами и системами других регионов. Обоснована неизбежность образования центрально-кольцевых структур в складчатых поясах, обобщены их главные черты, выявлены закономерности в распределении выделенных типов структур в пределах отдельных регионов.

С меньшей детальностью освещен материал, касающийся магматогенных центрально-кольцевых структур платформ, однако и здесь по данным отечественной и зарубежной литературы рассмотрены самые разнообразные их типы, проведено их сопоставление со структурами подвижных зон, предложены принципы и пути их типизации.

Показано, что кольцевые структуры представляют интерес не только в силу чрезвычайно широкого их распространения, но и в связи с выявленной в последнее время отчетливой пространственной, а по мнению многих исследователей, и генетической приуроченностью к ним рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, занятых изучением магматических образований и связанных с ними рудных месторождений.

Табл. 6, ил. 47, список лит. 234 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Круговые и кольцевые, т. е. изометричные в плане, и близкие к ним формы и образованные ими центрально-кольцевые структуры вызывают интерес геологов по целому ряду причин. Впервые описанные английскими геологами в Шотландии и Северной Ирландии как экзотические образования, они в результате исследований последних десятилетий становятся явлением, значение которого в строении верхней оболочки Земли по крайней мере равноценно значению линейных структур. Как оказалось, на лунных материках и даже на поверхности лунных морей также развиты достаточно хорошо выраженные в рельефе кольцевые структуры — цирки, кратеры, паразитические кратеры, и познание земных структур позволит расширить наши знания и о других планетах. Кроме того, центрально-кольцевые структуры в последние десятилетия стали объектом специальных детальных исследований еще и потому, что эти своеобразные образования, оказывается, контролируют размещение или вмещают рудопроявления и месторождения различных полезных ископаемых.

Среди центрально-кольцевых структур наиболее обширна, вероятно, группа, относящаяся к категории магматогенных. При этом под магматогенной понимается структура (но не форма!), имеющая длительно существующий центр, округлые или кольцевые очертания в плане и воронкообразную, цилиндрическую, конусовидную или иную конфигурацию в разрезе и состоящая из совокупности различных элементов магматического или тектонического происхождения, форма которых всегда круговая, кольцевая или дугообразная.

Такие структуры детально изучены и описаны во многих регионах мира, и в том числе в нашей стране, однако общая классификация этих разнообразных и в то же время постоянных в каких-то своих главных чертах образований отсутствует. Нет единого мнения также и по поводу причин их возникновения и общих закономерностей их развития в пространстве и во времени. Естественно, что такое положение ставит геологов перед необходимостью попытаться решить эти задачи.

Одной из таких попыток и является настоящая работа, и основана она на применении для объяснения причин возникновения центрально-кольцевых структур всеобщего закона при-

роды, согласно которому поле земного тяготения в любой точке земной поверхности характеризуется симметрией конуса [182]. В связи с этим все природные тела, в том числе и геологические, развивающиеся по вертикали под влиянием сил земного тяготения (которые проявляются в виде куполообразования, обрушения и других процессов), также приобретают симметрию конуса с образованием шарообразных, цилиндрических и конусообразных форм, в плане обычно круговых или кольцеобразных. При этом необращенное или обращенное положение формы или структуры с симметрией конуса будет зависеть от того, с каким процессом (прогибания или воздымания) сочетаются силы земного тяготения. В соответствии с понятием об антиобразах, введенном в науку А. В. Шубниковым [1951 г., с. 7], на фоне преобладающего прогибания будут возникать необращенные, т. е. первично-положительные по своей природе структуры, а на фоне преобладающего воздымания — обращенные, т. е. структуры, претерпевшие в процессе образования «обращение» из первично-положительных в отрицательные по преобладающим в них элементам-формам.

Отклонения в формах и структурах, развивающихся по вертикали, от симметрии конуса появляются в связи с воздействием на них других факторов, как частных (местных), так и более общих — структурообразующих. Среди них наиболее сильное влияние, несомненно, оказывает ротационная динамика Земли, под непосредственным воздействием которой все растет наклонно или горизонтально и обладает единственной плоскостью симметрии. В результате возникают структуры линейного типа, которые исключены из нашего рассуждения, однако следует иметь в виду, что эти силы, как и многие другие факторы, в какой-то степени искажают рассматриваемые нами структуры.

Таким образом, центрально-кольцевые структуры, в той или иной мере обладающие симметрией конуса, возникают под влиянием сил, действующих по вертикали, т. е. под влиянием сил внутренней геодинамики Земли, и потому за основу классификации этих структур должен быть принят геодинамический режим, реализующийся в виде нисходящих и восходящих движений, которые сочетаются с процессами сжатия и растяжения. Определенное сочетание этих процессов обуславливает тип режима, под воздействием которого формируются те или иные центрально-кольцевые структуры. В результате такого подхода к классификации выявлена возможность возникновения (детально этот вопрос рассмотрен в гл. III) 2 классов центрально-кольцевых структур — необращенных (на фоне преобладания общих нисходящих движений) и обращенных (на фоне преобладания общих восходящих движений).

Действительное существование на Земле магматогенных структур этих 2 классов с подразделением их на типы, а порой

и на подтипы подтверждено фактическим материалом по исследованию конкретных регионов в пределах складчатых поясов. При этом для рассмотрения различных типов необращенных структур и закономерностей их проявления и размещения использован литературный материал главным образом по Южному Уралу (Труды ЦНИГРИ) и Казахстану. Для описания различных типов обращенных центрально-кольцевых структур и их сложных систем приведены материалы автора по исследованию этих структур в Токрауской впадине Центрального Казахстана.

Важное значение для выработки тех представлений по Центральному Казахстану, которые изложены в настоящей книге, имели работы обобщающего плана, в первую очередь М. И. Александровой, Н. А. Афоничева, Г. И. Бедрова, В. Ф. Беспалова, Б. И. Борсука, В. Я. Кошкина, А. С. Кумпана, М. В. Тащинной, Г. Н. Щербы и др.

Центрально-кольцевые структуры Центрального Казахстана были описаны А. В. Авдеевым, Е. В. Альперовичем, М. К. Бахтеевым, Б. Я. Журавлевым, Б. С. Зейликом, А. В. Кожевым, В. В. Коптевой, В. Я. Кошкиным, В. Н. Лариным, В. К. Моничем, Л. Г. Никитиной, В. С. Поповым, М. Я. Решко, Е. В. Рыбалтовским, Г. Т. Скубловым, М. М. Уколовым, И. Г. Щерба, М. Н. Щербаковой и др. Особое влияние на взгляды автора было оказано А. В. Авдеевым и В. Я. Кошкиным.

В исследованиях автора в разные годы принимали участие М. И. Литвак, Э. И. Иванова, Г. Т. Скублов, Н. В. Скублова, В. Н. Копылов, А. М. Тарасенков, В. Э. Цубин, С. В. Ефремова, В. А. Павлов, Е. Б. Яковлева, Г. М. Царева, О. И. Яшухин и др.

Для сопоставления различных типов обращенных структур Центрального Казахстана и выявления главных их признаков и специфических региональных черт привлечены литературные материалы по другим регионам — Бельтау-Кураминскому вулканоплутоническому поясу, Охотско-Чукотскому и Сихотэ-Алинскому вулканическим поясам и др.

Если магматогенные центрально-кольцевые структуры складчатых (подвижных) поясов исследованы в книге детально и всесторонне, то аналогичные структуры платформ рассмотрены с меньшей детальностью на основании лишь краткого их обзора. С одной стороны, это объясняется обширностью материала, касающегося этих структур, обобщение которого возможно лишь в специальной работе, а с другой — отсутствием в изучении этих образований определенной целенаправленности, которая позволила бы обобщить материал под определенным углом зрения, выявить основные закономерности и типизировать структуры. Однако какие-то шаги в этом направлении предприняты и намечены основные пути для решения задачи, для чего использована обширная отечественная и зарубежная литература.

В результате удалось показать, что причины появления центрально-кольцевых структур платформ и основные закономерности их развития в общем аналогичны таковым для аналогичных структур складчатых поясов, но при этом выявлены и некоторые своеобразные их черты.

Небольшое место в работе уделено вопросу, касающемуся связи с центрально-кольцевыми структурами рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых. Несомненно, этот вопрос уже широко освещен в литературе и заслуживает специального обобщения, тогда как в этой книге практически лишь подчеркнута необходимость рассмотрения этой связи в новом аспекте с учетом предложенного принципа классификации структур и выделенных их классов и типов.

В заключение следует отметить, что большую помощь в освоении и понимании обширного материала, в той или иной мере касающегося магматогенных центрально-кольцевых структур, оказали работы И. В. Лучицкого и Е. В. Свешниковой.

**ЗНАЧЕНИЕ КРУГОВЫХ И КОЛЬЦЕВЫХ ФОРМ
И ОБРАЗОВАННЫХ ИМИ СТРУКТУР
В СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Все разнообразие структур Земли в первом приближении, как известно, может быть сведено к 2 главным группам — линейных и изометричных в плане или близких к ним. Первой группе неизменно уделялось большое внимание: были установлены крупные линейные элементы и системы глобальной трещиноватости, закономерно ориентированные относительно земной оси, меридианов и параллелей; всем известны глобальные сдвиговые зоны и линейные пояса «альпинотипных перидотитов»; в последние годы важность линейных структур была вновь подчеркнута в связи с результатами изучения океанического дна (срединно-океанических хребтов с их рифтами и трансформными разломами) и нашла свое предельное выражение в новой гипотезе «тектоники плит» и т. д.

Существование крупнейших линейных элементов и планетарной трещиноватости, вероятно, справедливо связывается с процессами вращения Земли, однако на формирование структур нашей планеты и отдельных ее регионов должны оказывать влияние также и процессы внутреннего ее развития — дегазация мантии и мантийный диапиризм, движение тепловых потоков, подъем базальтовой магмы, анатексис и гранитный диапиризм, опускание блоков фундамента и т. д.

Важное значение подобных явлений, и в частности мантийного диапиризма, отмечалось, например, Р. Беммеленом [198], однако взгляды его не получили широкого распространения и, скорее всего, потому, что он придавал этому процессу универсальное значение и связывал с ним формирование всех структур, в том числе и линейных.

Несомненно в то же время, что значение этих процессов для структурообразования оценено еще недостаточно, хотя главным образом именно с ними, если не считать космогенных, связано, вероятно, образование структур другой группы — изометричных в плане (круговых) или близких к ним.

Изучение космических снимков Земли и Луны, данных геофизики, а также непосредственные геологические наблюдения отчетливо показали чрезвычайно широкое распространение в земной коре и на поверхности Земли расколов кольцевой или близкой к ней формы с диаметром от десятков метров до сотен километров, центрально-кольцевых структур и просто круговых

и кольцевых форм, весьма различных по размеру и генезису. Еще в 1943 г. М. Биллингс [199] насчитал по литературным данным 115 только кольцевых даек и 30 комплексов таких даек, среди которых 11 сопровождаются изометричными центральными опущенными блоками, заполненными вулканическими породами. В настоящее время общее количество таких примеров не может быть подсчитано, так как геологические исследования, широко развернувшиеся в разных странах, и в том числе на территории Советского Союза, постоянно приносят новые данные о подобного рода образованиях.

Под круговыми или изометричными (в плане), вероятно, следует понимать формы, имеющие округлые или кольцеобразные очертания в плане и куполовидное, воронкообразное, чашеобразное или цилиндрическое строение в разрезе. Сочетание таких форм представляет собой уже центрально-кольцевые структуры, часто весьма сложные по внутреннему строению и весьма различные по генезису.

К категории круговых и кольцевых структур относятся планетарные по масштабу и сложные по строению Тихоокеанский и Антарктический подвижные пояса, многие наложенные впадины, выполненные осадочным и осадочно-вулканогенным материалом, сводовые поднятия и вулканические плато, гранито-гнейсовые купола, образующие фундамент многих платформ и играющие важную роль в строении докембрийских щитов, воронкообразные углубления океанического дна (антиострова по Р. М. Деменицкой), громадные кольцевые структуры неясного генезиса (Сахара), нефтегазоносные и соляные купола, астроблемы и весьма обширная группа собственно магматогенных структур.

Можно определенно утверждать, что их возникновение никак не связано с процессами вращения Земли, а обусловлено вертикальными перемещениями вещества, происходящими постоянно, но вызванными различными причинами. Так, соляные структуры — купола, часто образующие кольцевые массивы вокруг межкупольных депрессий, по происхождению являются складками нагнетания, обусловленными гравитационной неустойчивостью [150]. Эта неустойчивость возникает в слоистых толщах при наличии в них высокопластичной соли, плотность которой ниже, чем плотность перекрывающих ее пород. Результатом такой неустойчивости и является перемещение по зонам гравитации при инверсии плотностей пластичной соли к поверхности (соляной диапиризм) с образованием куполов, а надсолевых толщ вниз.

Круговые и кольцевые структуры, как показали исследования последних десятилетий, могут иметь также космическое происхождение, причем признание заметной роли этих структур в строении верхних горизонтов земной коры становится очевидным [94, 95, 59]. Возникают же они при соударении кос-

мического тела, имеющего достаточно большую массу, с поверхностью Земли. При этом происходит почти мгновенное торможение космического тела, его плавление и истирание, тогда как породы, в которые проникает это тело, деформируются, частично плавятся и выбрасываются вверх и в стороны. Часть выброшенного материала образует кольцевой вал, остальные же породы падают обратно в возникший кратер. Такие структуры часто интерпретировались и интерпретируются как магматогенные и причисляются к трубкам взрыва, к комплексам центрального типа и к криптовулканическим структурам или объясняются особенно энергичной взрывной деятельностью (тип Риса). Однако обнаружение в таких структурах коэсита и метеоритного вещества в сочетании с детальным изучением их топографии, морфологии, внутреннего строения и характера соотношений слагающих пород решают вопрос об их происхождении однозначно.

Среди изометричных в плане структур несомненно существуют и чисто тектоногенные, складчатые и структуры пассивного залегания, однако наиболее обширна группа структур, прямо или косвенно связанных с процессами магматизма и потому получивших название магматогенных. Эти центрально-кольцевые структуры весьма разнообразны и многочисленны.

Действительно, вулканические структуры и формы этого типа — трубки взрыва, экструзивные купола, вулканические жерловины, вулканические кратеры и кальдеры и, наконец, сами изометричные в плане вулканы с диаметром до сотен метров и первых километров — широко представлены в областях площадного развития вулканизма (Сибирская платформа, Казахстан, Камчатка, Ларамийский пояс США и др.). Однако среди них известны и очень крупные формы — например, кальдерообразные впадины диаметром более 100 км; а площади вулканических плато, окруженных кольцевыми разломами, рвами или валами, превышают 10 тыс. км² при мощности до 10 км.

Весьма многочисленными среди магматогенных круговых и кольцевых являются также формы и структуры, образованные интрузивными телами — кольцевые и конические интрузии, а также округлые плутоны, часто с концентрическим внутренним строением и цилиндрические или воронкообразные в разрезе. К таковым относятся, например, гранитные плутоны Казахстана, Северной Португалии, Перу и ультраосновные интрузивы Южной Африки, Гренландии, Канады. Размеры их разнообразны, но нередко очень значительны.

Особую генетическую группу изометричных магматогенных структур составляют гранито-гнейсовые купола. Они обладают всеми чертами центрально-кольцевых структур — округлые в плане, куполовидные в разрезе, процессы же их формирования связаны с явлениями анатексиса, реоморфизма, диапиризма

(Южная Родезия, Алданский щит, Северная Карелия, средние массивы Французских Альп и др.).

Многие наложенные впадины также, вероятно, могут быть отнесены к группе магматогенных кольцевых на том основании, что они ограничены кольцевыми разломами и телами, имеют конусообразное или чашеобразное строение в разрезе и формирование их связывается с проседаниями в результате оттока магмы.

Встречаются все перечисленные магматогенные круговые и кольцевые формы и образованные ими центрально-кольцевые структуры как на континентах, где они иногда являются даже одним из главных структурных элементов всего континента, например Африки, или характерны для крупной структурной зоны (Монголо-Охотский пояс, Ларамийский пояс Северной Америки), так и в океанах (Гавайские острова).

На континентах они, как показывает анализ опубликованной литературы, отмечены в самых различных структурных зонах, хотя и распределены неравномерно. Наиболее ярко эти структуры проявлены, несомненно, в пределах платформ и щитов, где они образуют иногда целые провинции. Таковы, например, Маймеча-Котуйская и Алданская провинции щелочных комплексов Сибирской платформы, провинция центральных магматических комплексов Джорджтаун в Австралии, Восточно-Трансваальская щелочная провинция Африканской платформы и др. Свойственны изометричные в плане магматогенные структуры и рифтовым зонам и поясам, причем интересно, что эпохи устойчивого сводового поднятия с формированием вулканоплутонических массивов центрального типа нередко весьма продолжительны, тогда как эпохи образования или регенерации самих грабенов представляют собой лишь отдельные, наиболее «эффектные», но сравнительно кратковременные эпизоды в их развитии [100].

Общепризнанной является также широкая распространенность центрально-кольцевых структур в зонах активизации, и лишь для складчатых систем они считались не характерными. Отмечались лишь отдельные провинции в их пределах, насчитывающие десятки центрально-кольцевых массивов [138]. Однако исследования последних лет показали, что и в складчатых системах их появление закономерно, а для орогенных вулканоплутонических поясов они даже являются основной формой проявления магматизма [175], но здесь характер этих структур иной, чем на платформах.

На вопросе о времени формирования центрально-кольцевых структур вряд ли стоит останавливаться, он широко освещен в работах А. В. Авдеева [5] и Е. В. Свешниковой, которые отмечали, что они формировались почти во все периоды геологической истории Земли. Не известны лишь структуры древнее 2 млрд. лет, что вполне может объясняться трудностями рестав-

рации столь древних образований. Однако интересны данные по длительности их формирования. Так, если продолжительность формирования в собственно геосинклинальных зонах соизмерима с продолжительностью образования отдельных экстрезивных куполов или вулканов центрального типа, то в орогенных поясах она уже определяется длительностью формирования, как будет показано в дальнейшем, единой вулканоплутонической ассоциации. Еще более продолжительно становление рассматриваемых структур в пределах платформ, щитов и особенно рифтовых зон, где оно протекает в течение многих миллионов и даже десятков миллионов лет, соответствуя как бы эмбриональным стадиям их развития («созревания»).

Говоря о роли магматогенных центрально-кольцевых структур в строении Земли, нельзя не затронуть вопроса о составе слагающих их пород, поскольку он, несомненно, должен отражать генезис, особенности формирования и закономерности проявления структур. И действительно, оказалось, что породы, слагающие рассматриваемые структуры собственно геосинклинальных зон, весьма однообразны и представляют собой кислые дифференциаты базальтовых магм. Несколько шире диапазон (по составу) пород, слагающих центрально-кольцевые структуры орогенных зон, но и здесь он колеблется в пределах гранитоидного ряда, свидетельствуя о генерации магмы в этот период главным образом на уровне гранитного слоя.

Платформенные структуры в отличие от геосинклинальных и орогенных сложены широким спектром пород — от ультраосновных до ультракислых и щелочных. Это объясняется различной глубиной генерации слагающего их материала, различной степенью его плавления и последующей дифференциации и взаимодействием базальтоидных расплавов с материалом гранитной коры. В результате на платформах мы имеем структуры — кимберлитовые трубки, сложенные недифференцированным материалом мантии при взрывном механизме их образования; в образовании кольцевых структур районов развития плато-базальтов и расслоенных плутонов типа Скергаардского и Бушвелдского участвует расплав, поступающий из астеносферы, механизм — гидростатический напор магмы; в строении палеоген-неогеновых кольцевых структур Шотландии чередуются кислые и основные породы, что связано, вероятно, с выплавлением гранитной эвтектики из пород фундамента под влиянием базальтовой магмы, механизм — гидростатическое давление магмы, плавление, диапиризм и т. д. Наконец, центрально-кольцевые структуры рифтовых зон образованы либо существенно кислыми щелочными породами, либо щелочно-ультрабазитовой ассоциацией пород с участием карбонатов.

Таким образом, состав магматических пород, образующих различные формы центрально-кольцевых структур, весьма разнообразен, но, несомненно, не случаен, а отражает определен-

ные закономерности их появления и причинную связь с глубинным развитием того или иного участка земной коры.

Обобщая приведенные здесь в краткой форме факты, можно сказать, что изометричные в плане и кольцевые формы и образованные ими структуры имеют самые различные размеры, образуются в самые различные эпохи, по своему характеру могут быть вулканическими, вулкано-плутоническими или плутоническими, имеют как простое, так и очень сложное строение и различную длительность формирования, отмечаются как в океанах, так и на континентах, причем в пределах последних приурочены к самым разнообразным по строению зонам и, наконец, сложены самыми различными по составу магматическими породами.

Все это позволяет утверждать, что магматогенные центрально-кольцевые структуры проявлены значительно более широко, чем считалось до сих пор, и что их значение в строении верхней оболочки Земли по крайней мере равноценно со значением линейных структур.

Большой интерес к ним вызывается также выявленной в последнее время отчетливой пространственной, а по мнению ряда исследователей, и генетической связью с ними рудопроявлений и месторождений различных полезных ископаемых.

Несомненно, что возникновение их не случайно, а подчинено законам внутреннего развития Земли, однако разнообразие их так велико, что требует специального рассмотрения с выявлением общих закономерностей их образования, разработкой принципов классификации и предложением конкретной типизации всех этих интересных и весьма важных в практическом отношении образований.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Термин магматогенная центрально-кольцевая структура, объединяющий ряд элементов в единое целостное понятие, возник сравнительно недавно, однако отдельные элементы (формы) этих структур, такие, например, как кольцевые и конические интрузии, привлекли внимание геологов еще в начале нашего века, когда А. Харкер [213] в 1904 г. при изучении палеоген-неогеновых интрузий островов Скай и Арран (Шотландия) описал конические дайки, которые он назвал «наклонными залежами».

Подобные интрузии были затем исследованы Е. Бейли, Ч. Клафом, Х. Мофи и др. [196, 197] в юго-западной части Шотландии и Ирландии, где наряду с коническими интрузиями («слоями») были описаны и кольцевые дайки (термин предложен Е. Бейли). Эти же исследователи впервые связали кольцевые и конические интрузии с лавовыми потоками.

Описание шотландских интрузий, и в особенности сложных интрузий о. Малл и Арднамерхана (рис. 1), хорошо известно; напомним лишь основные особенности их геологического строения. Главными элементами этих структур (рис. 2, 3) являются лавовые покровы и штоки и протяженные линейные пояса даек. Формирование структур начиналось с излияния палеоген-неогеновых базальтовых лав, а затем образовывались конические залежи; возникновение кольцевых разломов сопровождалось опусканием внутрикольцевого блока с образованием кальдеры опускания или обрушения. Этот процесс получил название подземного котлообразного (котловинного) обрушения (*underground cauldron subsidence*). Освобождающееся пространство заполнялось магмой с образованием центрального штока (плутона). Во времени конические и кольцевые интрузии, излияния лав и процессы обрушения неоднократно чередуются.

Состав магматических продуктов разнообразен: излияние лав основного состава сменяется излиянием кислых лав, а внедрение гранофиров и фельзитов чередуется с внедрением кварцевых габбро и долеритов. На шотландских центрально-кольцевых структурах был подмечен также и тот факт, что магматическая деятельность сосредоточена вокруг определенных центров, положение которых в различные периоды меняется.

Рассматривая механизм формирования структур, британские геологи отмечали, что они характерны для периода регионального растяжения земной коры, которое приводит к возникновению системы линейных крутопадающих разломов. Последние заполнялись магмой, дававшей начало линейным дайковым поясам. В расположенной под зоной разломов магматической камере вследствие снятия давления нарушается равновесие, что вызывает возникновение конических и кольцевых разломов. Эти соображения подтверждались постоянной сопряженностью в пространстве линейных поясов и кольцевых, конических и центральных интрузий.

В последующие годы вопросы образования центрально-кольцевых интрузий и тесно связанных с ними кальдерообразных обрушений продолжали обсуждаться в геологической литературе. Подводя итог наблюдениям над современными и древними кальдерами, Б. Эшер [211, 212] предложил гипотезу их образования, основываясь на изучении Перрэ газовых струй при извержении Везувия. По его мнению, в верхней части магматического очага создается скопление летучих компонентов — «газовое ядро», которое, продвигаясь вверх, разрушает боковые породы. В результате этого процесса

в кровле магматического очага возникает полость цилиндрической формы, диаметр которой постепенно увеличивается и, наконец, достигает таких размеров, что давление газа ослабевает. Это вызывает обрушение кровли полости с образованием кальдеры.

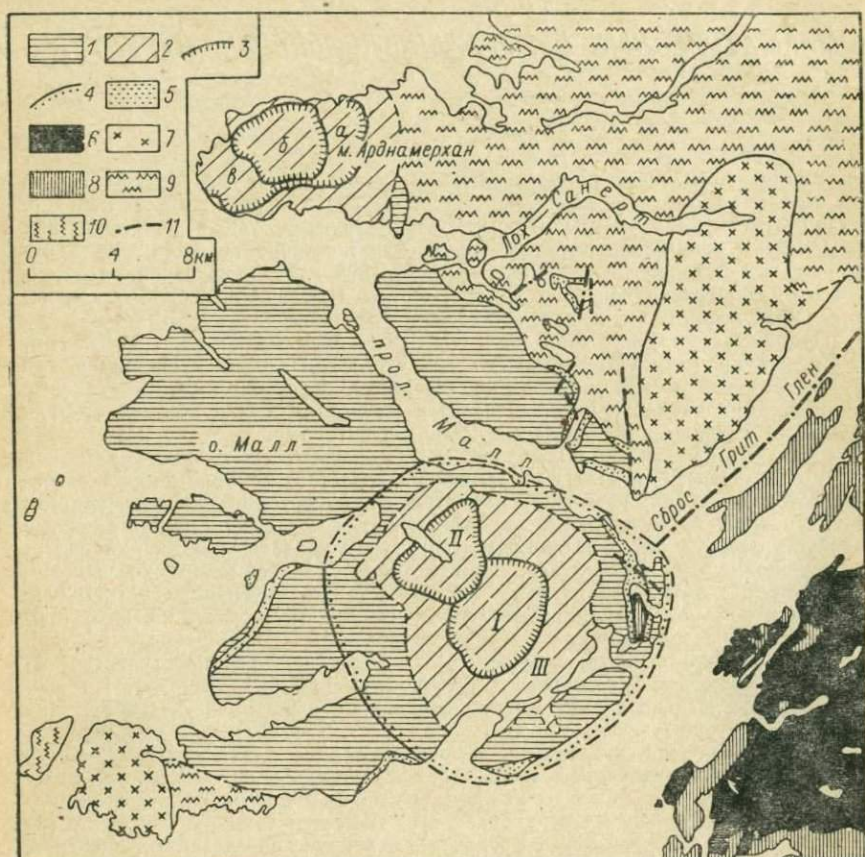


Рис. 1. Область Малл — Арднамерхан. По Ф. Стюарту [из 92].

1 — палеоген-неогеновые базальтовые лавы; 2 — палеоген-неогеновые изверженные породы центрального интрузивного комплекса; 3 — края кальдер проседания (Малл) и глубинного жерлового комплекса (Арднамерхан); 4 — границы пневматолита вокруг Центрального Малла; 5 — мезозойские отложения; 6 — лавы и отложения нижнего Олд-Ред; 7 — каледонские граниты; 8 — сланцы Далредиан; 9 — гнейсы и сланцы Мойн; 10 — гнейсы Льюнзиан; 11 — разломы; I—III и а-в — центры кольцевых структур.

Хотя гипотеза Б. Эшера не получила широкого признания, однако позже ряд исследователей [226, 227, 225] отмечали важное значение летучих компонентов в формировании кольцевых структур.

В 30-х годах была опубликована серия работ Д. Ричи с соавторами [228—230], в которых дается детальное описание кольцевых комплексов Британских островов. Эти работы содержат обширный фактический материал, касающийся в особенности соотношения кольцевых, конических и радиальных даек. К этому времени в геологической литературе [208] термины «обрушение по кольцевым трещинам» и «котлообразное обрушение (проседа-

ние)» употребляются как синонимы. Широко обсуждается вопрос о возможности погружения блока кристаллических пород в магму. В связи с этим Р. Дэли подсчитал вероятную скорость погружения блоков гнейса в гранит-

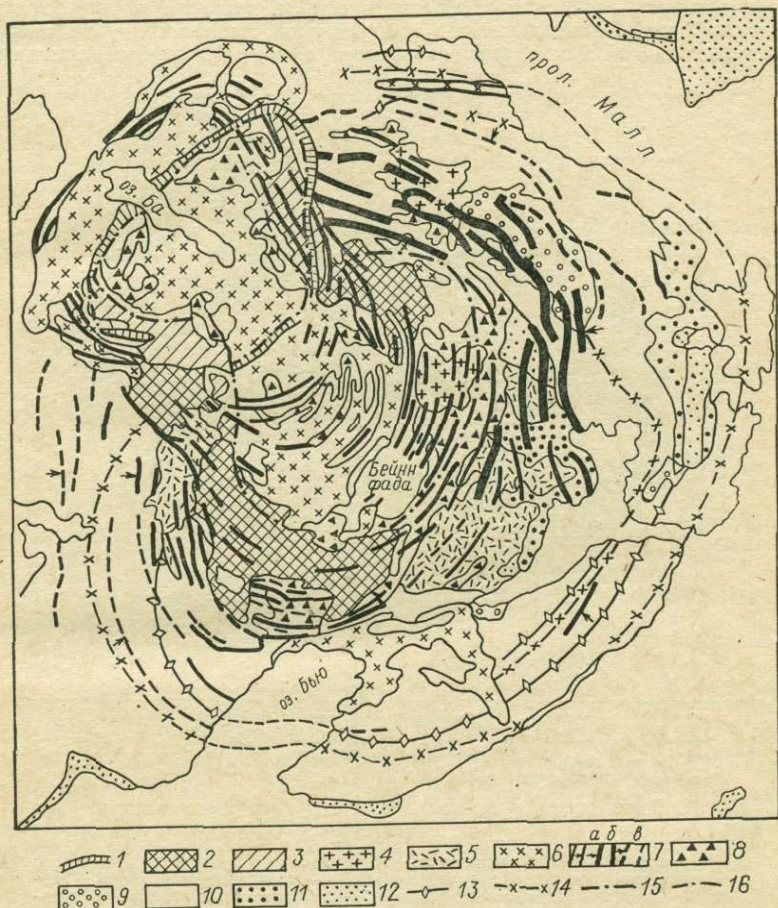


Рис. 2. Сложный магматический комплекс о. Малл, Шотландия. По Д. Ричи [из 138].

1 — фельзиты Лох-Ба; 2 — габбро; 3 — авгитовые диориты; 4 — фельзиты; 5 — гранофиры; 6 — другие крупные интрузивы; 7 — конические слои (а — ранние кислые, б — ранние основные, в — поздние основные); 8 — брекчии и жерла риолитов; 9 — брекчии и потоки риолитов синклинали Коур-Моп; 10 — лавы базальтов; 11 — осадочные породы мезозоя; 12 — домезозойские породы; 13 — оси антиклиналей; 14 — оси синклиналей; 15 — границы главных кальдер; 16 — второстепенные разломы.

ную магму и показал, что такое погружение возможно, а скорость зависит от размеров блока.

В эти же годы Е. Андерсоном [194, 195] была предложена и подтверждена математическими расчетами гипотеза образования кольцевых и конических интрузий. Он предполагал, что на глубине несколько миль распола-

гается магматическая камера, имеющая параболоидную форму. Возникновение разломов в ее кровле происходит только в случае изменения давления магмы внутри камеры: при увеличении давления возникает серия конических трещин, по которым внедряется магма, образуя «конические слои»; с уменьшением давления возникают кольцевые трещины, имеющие в разрезе аркообразную форму и параллельные в той или иной степени контурам камеры. Заполнение магмой такой трещины-полости с крутыми или вертикальными

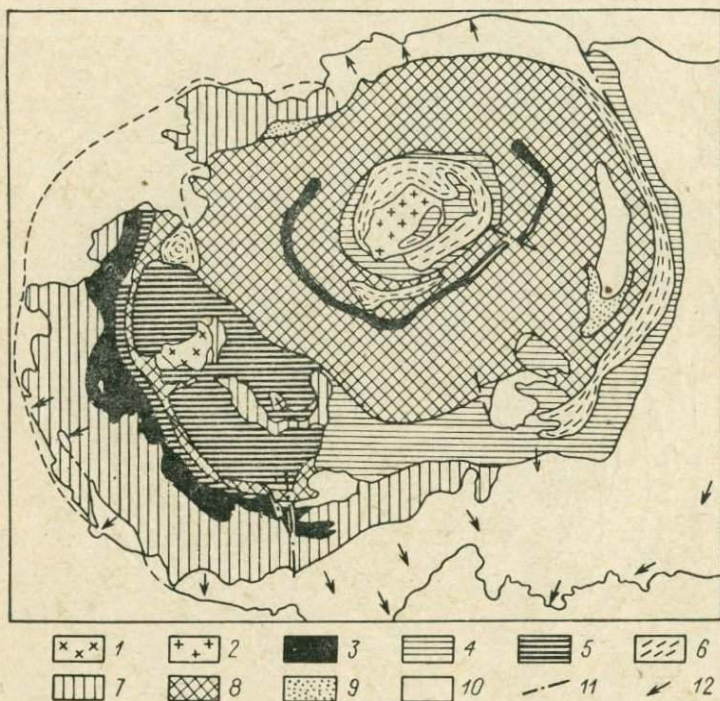


Рис. 3. Карта центрально-кольцевых структур Арднамерхан. По Д. Ричи [из 92].

1 — гранофиры и фельзиты; 2 — кварцевые монзониты и тоналиты; 3 — кварцевые долериты с гранофирами; 4 — кварцевые габбро; 5 — габбро; 6 — дифференцированные габбро; 7 — гиперстеновые габбро и древние габбро; 8 — биотитовые эвкриты и эвкриты; 9 — другие габбро; 10 — древние породы; 11 — разломы; 12 — преобладающие падения мезозойских отложений.

стенками и почти горизонтальной кровлей приводит к образованию кольцевых в плане интрузий. Центральный блок, окруженный кольцевыми трещинами, обрывается и опускается в магматическую камеру. В образовавшуюся полость внедряется магма, дающая начало центральному штоку.

Гипотеза Е. Андерсона критиковалась рядом исследователей и прежде всего Д. Ричи [229], считавшим, что формирование кольцевых интрузий происходит в условиях растяжения земной коры, связанного с давлением магмы, и что кольцевые разломы возникают в тех случаях, когда магма местного резервуара оказывает давление на свою кровлю.

На материалах изучения структур Индонезии Р. Беммелен [198] выдвинул гипотезу о том, что возникновение кальдер и кольцевых разломов может быть связано с обрушением центральных частей купольных структур. По его

представлениям в период, предшествующий вулканизму, под действием поднимающейся магмы происходит куполообразование, которое может сопровождаться внедрением конических слоев. После проявления вулканизма в связи с полным или частичным опустошением периферического магматического очага имеет место проседание центральной части купола, а затем и обрушение блока пород, ограниченного возникшим при проседании кольцевым разломом.

Эти представления разделяются теперь многими исследователями. Так, С. Каитаро [216], изучавший докембрийские интрузии на Аляндских островах, считал, что поднимавшаяся ввысь магма сначала вызывала купольное поднятие кровли. Э. Уиссер [158], описывая вулканогенные купольные структуры в Северо-Американских Кордильерах, полагает, что кольцевые и радиальные трещины возникают в связи с растяжением пород в верхней части купола. А. В. Авдеев [5], И. Н. Томсон, Ю. А. Ходак и Л. В. Хорошилов [157], а позднее и многие другие также отмечают связь кольцевых интрузий с куполами, возникающими в процессе подъема магмы к поверхности.

В 1941 г. появилась работа Х. Вильямса [233], посвященная вопросам генетической классификации кальдер и оказавшая заметное влияние на развитие взглядов на образование как самих кальдер, так и тесно сопряженных с ними кольцевых магматических форм. Х. Вильямс разделяет кальдеры на 4 основные группы: эксплозивные, обрушения, смешанные кальдеры обрушения и эрозийные. При этом он выделяет кальдеры обрушения, связанные с эксплозивной вулканической деятельностью, или собственно кальдеры (calderas), и так называемые плутонические кальдеры, непосредственно не сообщавшиеся с земной поверхностью и возникающие при уменьшении давления в расположенной под ними магматической камере вследствие ее опустошения или кристаллизации заключенного в ней расплава.

В своих работах, посвященных описанию кольцевых структур Нью-Гэмпшира, М. Биллингс [200, 201] впервые (1945 г.) употребляет термин «комплекс кольцевых даек». Изученные им структуры (рис. 4) сложены вулканическими породами, падающими к центру, кольцевых даек с вертикальными контактами и штоков интрузивных пород.

М. Биллингс подчеркивает, что представление Е. Андерсона не годится для объяснения формирования кольцевых структур Нью-Гэмпшира, так как при опускании блока с вертикальными стенками не может возникнуть полости, в которую могла бы внедриться магма. Для того чтобы это стало возможным, необходимо допустить, что магма была способна активно расширять стенки кольцевой трещины, являвшейся ослабленной зоной, вдоль которой происходило частичное обрушение боковых пород.

М. Биллингсом описана такая последовательность развития кальдера комплекса (рис. 5): в начальной стадии возникает поверхностная кальдера обрушения и происходит опускание центрального блока, которое, по мнению М. Биллингса, вызывается различием в плотностях вмещающих пород и магмы; затем происходит образование кольцевых даек, которое может сопровождаться возникновением не поверхностной, а глубинной (плутонической) кальдеры, но не обязательно обрушением; в последнем случае заполнение трещин происходит благодаря механической активности магмы.

В дальнейшем большинство исследователей, изучавших кольцевые комплексы, предпочитали взгляды М. Биллингса гипотезе Е. Андерсона. Однако некоторые геологи полагали, что каждая из этих гипотез отражает одну из стадий формирования структуры. Так объясняли, например, формирование молодых гранитных комплексов северной Нигерии [215, 232].

Важную роль в дальнейшем развитии взглядов на образование кольцевых интрузий сыграла работа Д. Рейнольдс [227]. Большое значение в формировании вещественного состава пород она придает описанным ранее [226] процессам флюидизации, т. е. подъему мощных струй летучих компонентов с глубинных уровней магмообразования. Именно благодаря обогащению магмы в периферических очагах летучими компонентами при таких процессах трансфузии становятся возможными мощные проксизмальные извержения с накоплением больших объемов пирокластических пород.



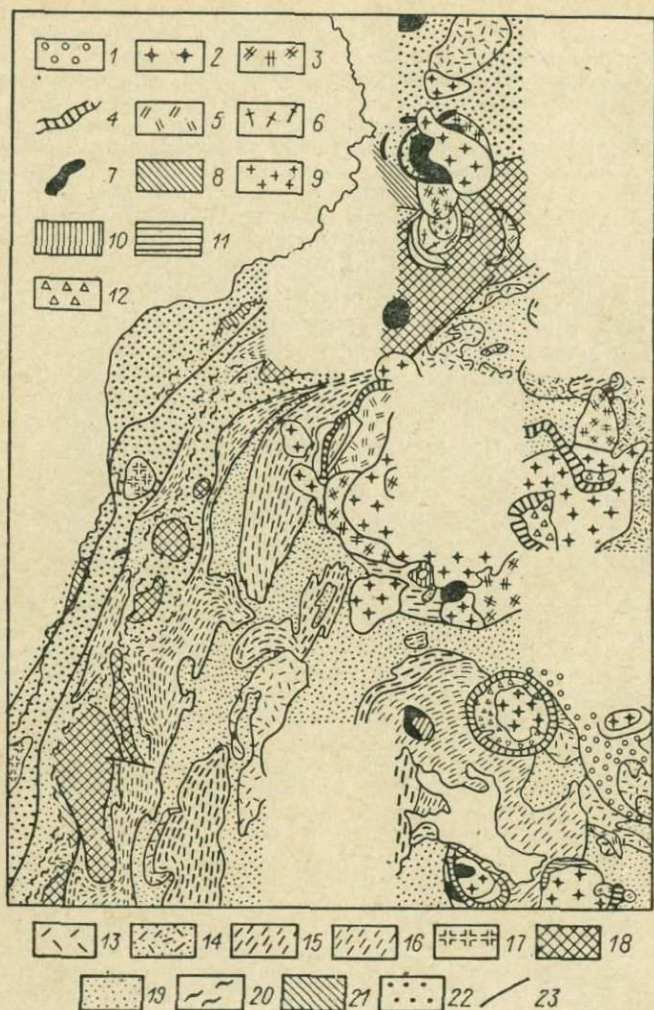


Рис. 4. Геологическая карта центрального Нью-Гэмпшира [233].

Миссисиппская серия: 1 — ледниковые отложения; 2 — биотитовые граниты; 3 — амфиболовые граниты; 4 — кварцевые сиениты; 5 — гранит-порфиры, фельзиты; 6 — кварцевые сиениты; 7 — сиениты; 8 — нефелин-содалитовые сиениты; 9 — кварцевые монцдиориты и кварцевые монцониты; 10 — монцониты; 11 — габбро и диориты; 12 — вулканиды. Поздний девон: 13 — граниты; 14 — катамские граниты; 15 — кварцевые монцониты и граниты; 16 — гнейсы и кварцевые диориты; 17 — граниты Понд и Лебанон; 18 — среднедевонская магматическая серия; 19 — девонские отложения; 20 — силурийские отложения; 21 — магматическая серия позднего ордовика; 22 — отложения ордовика; 23 — разломы.

Д. Рейнольдс высказала предположение о том, что опускание центрального блока может происходить даже в том случае, если кольцевые в плане разломы имеют падение к центру, но при этом опускающийся блок испытывает дополнительное раздробление. Ей также принадлежит первая попытка распределить кальдеры и кольцевые комплексы по уровню денудации и очень важная мысль о том, что имеются все переходные типы — от кольцевых плутонов через кольцевые и конические интрузии к чисто вулканогенным структурам. И хотя эти взгляды критиковались, например И. Клоостерманом [217], в настоящее время справедливость их признается многими.

За последнюю четверть века описано очень большое количество кольцевых структур как в пределах нашей страны, так и в других регионах мира [196, 215, 214, 16, 5, 10, 18, 24, 26, 134, 138 и др.]. В кратком обзоре нет

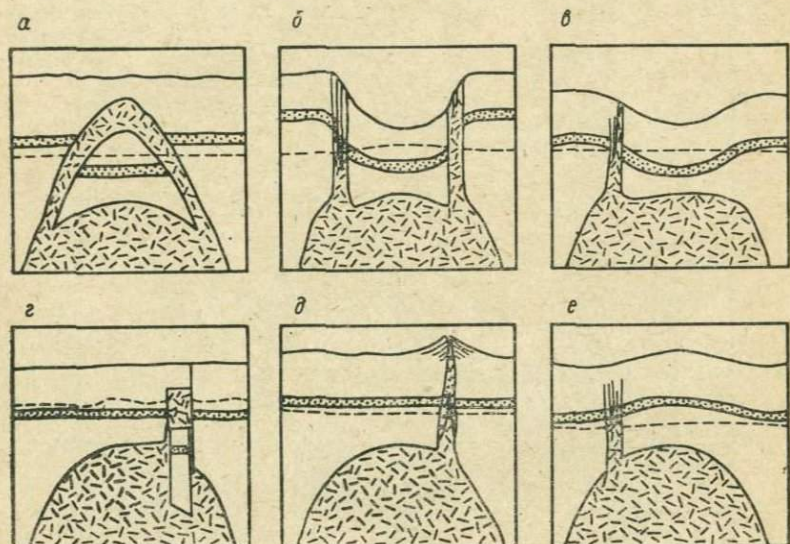


Рис. 5. Происхождение конических и кольцевых даек [200]. Штриховой линией отмечен современный эрозионный срез.

возможности остановиться на всех этих описаниях, упомянем здесь лишь некоторые работы обобщающего характера, отражающие развитие взглядов на формирование кольцевых структур.

Хорошо известны пермские кольцевые интрузии грабена Осло, имеющие сиенитовый, монцитонитовый и гранитовый состав и изучавшиеся У. Холтедалем [170], К. Офтедалем [223] и другими исследователями. Они проявлены среди докембрийских пород, и в 1953 г. К. Офтедаль рассматривал их как «плутонические» кальдеры, связанные с обрушением блоков пород, вызванным уменьшением давления магмы в резервуаре вследствие ее удаления по линейным разломам с образованием серии даек. Однако уже в этой работе он подчеркивает связь вулканитов (ромбен-порфиоров) с кольцевыми структурами. Позже (1963 г.), после обнаружения вблизи кальдер игнимбритов, он пришел к заключению о причинной связи эксплозивных извержений с формированием кальдер и кольцевых интрузий.

К этому же времени благодаря многочисленным работам вулканологов и в особенности В. И. Влодавца, Р. Беммелена, Маршалла, Е. Ф. Малеева была установлена связь игнимбритов с образованием кальдер.

Е. Хиллсом [214] изучались позднедевонские кольцевые структуры Юго-Восточной Австралии. Главными элементами этих структур, расположенных

в пределах докембрийского фундамента непосредственно к западу от Тасманской геосинклинали, являются, по его данным (рис. 6), мульды, сложенные пирокластическими породами, реже лавами с прослоями осадочных пород, окруженные кольцевой дайкой. Эффузивы представлены преимущест-

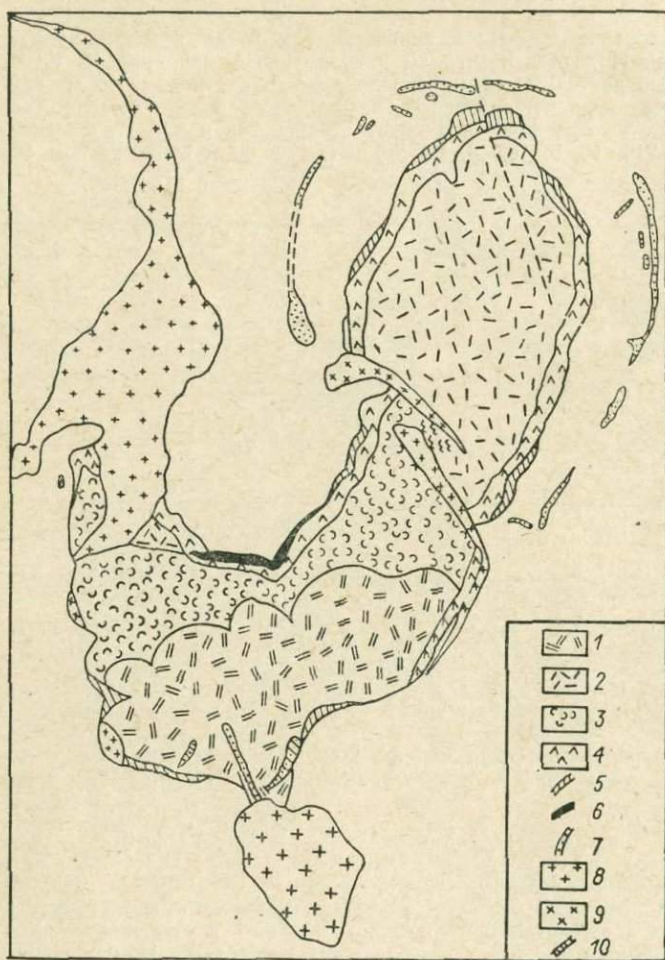


Рис. 6. Кольцевая структура комплекса Мэрисвилл [214].

1 — гиперстеновые дациты; 2 — кварц-гиперстеновые дациты; 3 — биотитовые дациты; 4 — невадиты; 5 — лавы, туфы; 6 — субвулканические кварц-гиперстеновые дациты; 7 — гранодиорит-порфиры; 8 — гранодиориты; 9 — адамеллиты; 10 — порфириты.

венно риодацитами, а кольцевые дайки — гранодиорит-порфирами; комагматичность этих пород доказана петрохимически.

Е. Хиллс рассматривает эти образования как посторогенные и считает, что главную роль в их формировании играло обрушение внутрикольцевого блока и возникновение кальдеры. Магма, давшая начало породам этой петрографической провинции, генерировалась, по мнению Е. Хиллса, под Тасманской

геосинклинально, и процесс этот был синорогенным. Орогенические движения (средний девон), захватившие и прилегающие к геосинклинали области, способствовали перемещению магмы в горизонтальном направлении — к западу. В посторогенный период (поздний девон), когда региональные тектонические движения спали, стало возможным образование кольцевых структур над локальными магматическими очагами.

Несколько иного типа структуры были описаны И. Оэном [220] в Северной Португалии (рис. 7). Здесь гранитоиды герцинского возраста образуют кольцевые тела, а также эллипсоидальные и полигональные плутоны, расположенные среди древних гранитоидов и глубоко метаморфизованных и мигматизированных пород. В некоторых случаях внутри плутона можно видеть останцы, блоки вмещающих пород, образующие в плане кольцо, параллельное его контактам и подчеркивающее важное значение в его формировании кольцевых разломов.

Сравнивая изученные им интрузивы с центральными интрузиями Шотландии, Осло, Африки, И. Оэн отмечает, что в них отсутствуют вулканиды и конические слои, характерные для субвулканических комплексов, так как они, по его мнению, глубже эродированы, но механизм их образования тот же. Граниты И. Оэн считает посттектоническими и связывает их внедрение с условиями растяжения земной коры в посторогенный период, обусловленного генерацией под влиянием орогенических движений магмы, ее подъемом и давлением на кровлю. Так как кровля обладала значительной мощностью, магма, вероятно, не достигала земной поверхности. Образование же кольцевых разломов, дробление и опускание блоков пород могло повторяться неоднократно.

С этих же позиций рассматривают кольцевые интрузии и гранитные плутоны юрского возраста Южной Африки Х. Мартин, М. Матиас и Е. Симпсон [219]. Известные гранитные плутоны Эронго и Бранденберг они связывают с кальдерообразными обрушениями, реликтами которых в настоящее время являются падающие к центру структуры лавы кровли плутонов. Сложный кольцевой комплекс Мессум (рис. 8), возникший на докембрийском фундаменте и образованный породами основного, гранитного и щелочного состава, рассматривается как реликт древнего вулкана. Формирование центральных интрузий основного и щелочного состава с карбонатами в рифтовой зоне Восточной Африки также связывается с вулканическими процессами и кальдерным обрушением.

Еще в 1961 г., обобщая материал по карбонатам и структурам центрального типа, С. И. Томкеев [155] предложил для последних термин «циклит». Он различает среди них кальдеры и кальдерные котловины, полосчатые комплексы со структурой стопки тарелок (стромоконолиты) и кольцевые комплексы, считая, что эти типы отражают различные фазы пульсационного магматического процесса, связанного с чередованием положительного и отрицательного давления в магматическом резервуаре.

В. Питчер и Х. Рид [224] предложили различать 3 способа внедрения магмы во вмещающие породы: 1) реактивное, сопровождающееся интенсивной ассимиляцией вмещающих пород, обилием ксенолитов, инъекцией магмы в боковые породы; 2) насильственное с радиальным или латеральным растяжением. В этом случае наблюдается деформация вмещающих пород вблизи магматических тел; 3) внедрение «с разрешения вмещающих пород». Этот тип внедрения характеризуется кальдерными обрушениями и возникновением свободного пространства, которое заполняется пассивной магмой. При таком способе внедрения образуются кольцевые интрузии и центральные плутоны.

Для начала 60-х годов важным моментом явился тот факт, что земные кольцевые структуры начали сравнивать со структурами Луны. Так, Г. Джеффрис [1960 г.] рассматривал комплексы кольцевых даек как образования, наиболее сходные со структурами Луны. Дж. Грин [1963 г.], А. Полдеваарт [1955 г.] и Миамота [1960 г.] подчеркивали, что благодаря отсутствию атмосферы на Луне, более низкому гравитационному полю и интенсивным приливным деформациям лунные кратеры крупнее земных. Однако в 1965 г. В. Элстон [209] показал, что целый ряд земных структур, и в част-

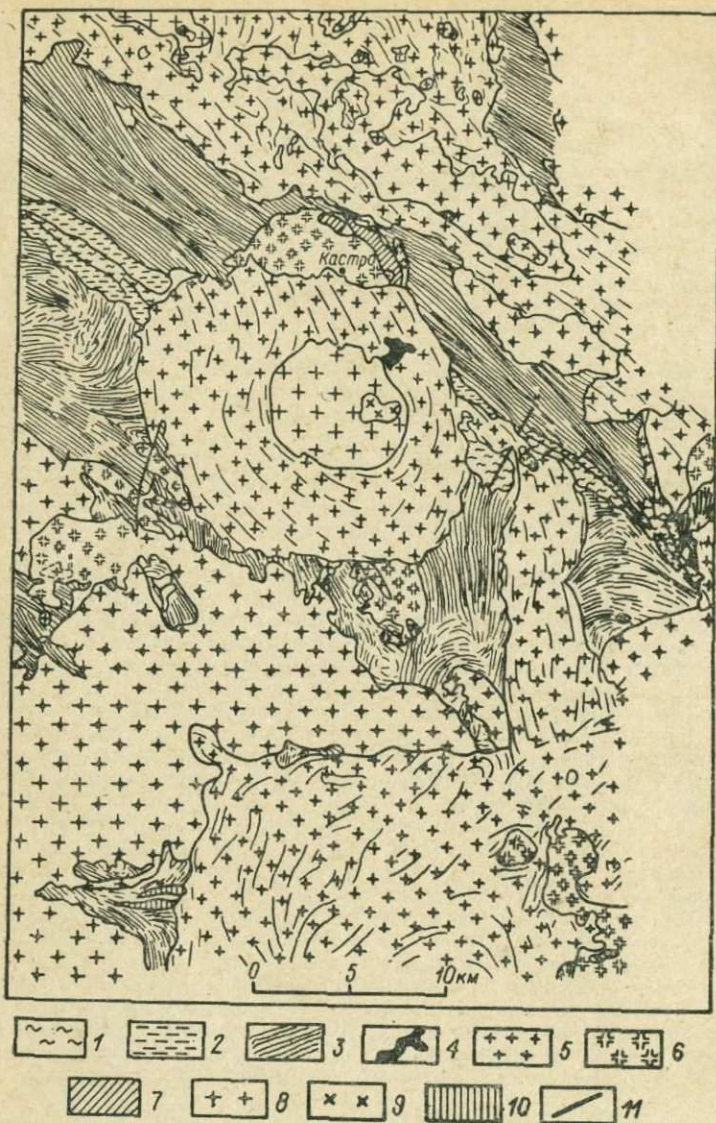


Рис. 7. Схематическая геологическая карта центрального комплекса Кастро Данре [220].

1 — отложения среднего стефания; 2 — отложения ордовика; 3 — сланцы докембрия — кембрия; 4 — аплитовые граниты и аплиты; 5 — грубопорфировидные биотитовые граниты; 6 — посттектонические граниты, но более древние, чем плутоны грубопорфировидных биотитовых гранитов; 7 — пироксеновые и роговообманковые габбро, диориты и гранодиориты; 8 — средне- до крупнозернистых древние граниты; 9 — равнозернистые гранодиориты — граниты; 10 — амфиболиты и метаморфизованные интрузивные выходы основного состава; 11 — разломы.

ности округлый вулcano-плутонический прогиб Моголлон (Нью-Мексико), выполненный риолитовыми игнимбритами, по своим размерам (90 миль в диаметре) вполне сопоставим с лунными кратерами.

В том же 1965 г. А. В. Авдеев [5] указал на широкое развитие земных кольцевых структур магматических комплексов во времени и в пространстве, он также обращает внимание на их сходство со структурами Луны. По представлениям этого исследователя, формирование конфокальных кольцевых систем Земли происходит в такой последовательности:

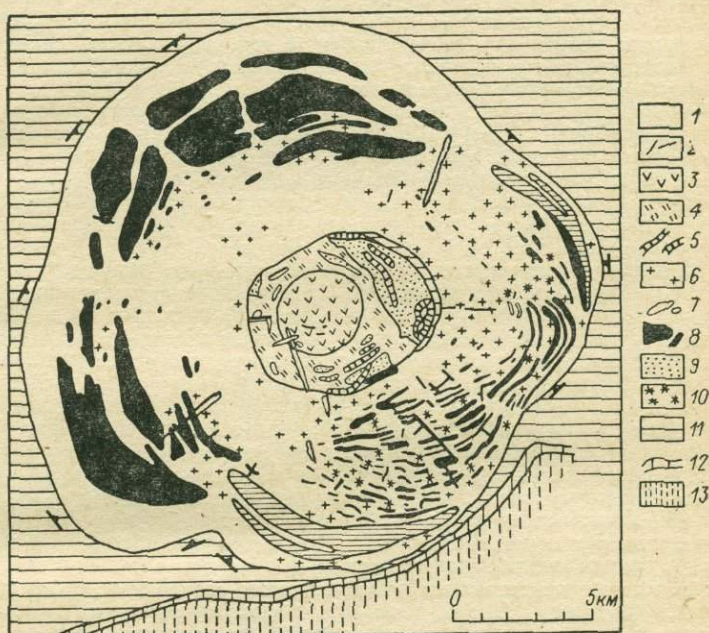


Рис. 8. Структура Мессум [219].

1 — пески и щебень; 2 — основные дайки; 3 — центральный интрузив фойайтов; 4 — разрушенные агломераты и туфы; 5 — трахиты; 6 — граниты; 7 — анортозиты; 8 — габбро; 9 — агломераты, туфы, лавы; 10 — измененные лавы; 11 — лавы и туфы; 12 — осадки; 13 — кристаллические осадки.

1) образование куполовидных вздутий под воздействием магмы, поднимающейся по глубинным разломам и узлам их пересечений, с появлением радиальных и конических разломов;

2) опустошение в процессе извержений магматических очагов, которое вызывает обрушение центрального блока по коническим разломам и становление ранних плутонов;

3) возобновление подъема магмы, причем подъем богатой летучими компонентами анатектической магмы обуславливает эксплозивный характер извержений и появление игнимбритов;

4) падение гидростатического давления магмы, оформление кольцевых разломов, обрушение центрального блока и становление поздних центральных плутонов.

Одним из важнейших вопросов формирования кольцевых структур является, несомненно, вопрос о возможности опускания блока кристаллических пород в магму. Еще Р. Дэли показал, что блок гнейса может опус-

каться в гранитную магму. Но вопрос об опускании легкого блока сиалических пород в основной расплав, обладающий большой плотностью, остается неясным.

Разбирая причины сравнительно редкого нахождения кольцевых даек, сложенных породами основного состава, К. Чепмэн [205] подробно останавливается на этом вопросе. Он считает, что существует 3 типа кольцевых трещин: концентрические, параболические и конические, ко всем из них могут быть приурочены кольцевые дайки. Сопоставление плотностей магмы различного состава и опускающегося блока и учет степени раздробления последнего, обуславливающей возможность опустошения магматического резервуара, позволили ему сделать вывод о том, что во всех случаях возможно частичное или полное погружение блока в магматическую камеру и образование кольцевых и центральных интрузий.

Обращая специальное внимание на терминологию, связанную с кольцевыми структурами, Ч. Брэнч [203, 202] отмечает, что термин «кольцевой комплекс» хорошо определен в геологической литературе в тех случаях, когда комплекс образован только интрузивными породами; если же наряду с ними присутствуют и вулканы, то номенклатура становится менее определенной. На основании материалов по изучению кольцевых комплексов Северного Квинсленда (Австралия) он предполагает различать 2 типа структур: собственно кольцевые комплексы и области котлообразного обрушения.

Исследованные им структуры (рис. 9) пермского возраста локализуются в пределах жесткого докембрийского массива, прилегающего с запада к Тасманской геосинклинали. Кольцевые комплексы, по его мнению, состоят из блоков вулканических пород, имеющих серповидную форму, кольцевых даек и штоков. Обязательной начальной фазой их формирования является фаза становления кальдеры при пароксизмальных извержениях. За этой фазой следует фаза подземного котлообразного (кальдерного) обрушения.

В отличие от кольцевых комплексов области котлообразного обрушения (caulderon subsidence area) не имеют фазы образования кальдеры и кольцевых даек. Они представлены крупными опущенными блоками пород, ограниченными сложными системами кольцевых и линейных разломов. Вулканы прорываются комагматичными интрузивными породами.

Как в кольцевых комплексах, так и в областях обрушения магматические образования представлены риодацитовыми сваренными туфами и адаметлитами. Ч. Брэнч, однако, полагает, что кольцевые комплексы связаны с магматическими камерами, расположенными на высоком уровне в верхней части коры, где генерируется незначительное количество кислой магмы. Процессы генерации магмы Ч. Брэнч связывает с орогенезом в Тасманской геосинклинали, впрочем, довольно искусственно он выделяет еще и разновозрастные анатектические граниты, возникшие при плавлении нижней части геосинклинальных осадков. Сам автор отмечает, что нередко трудно установить, имела ли место в данной структуре фаза образования кальдеры и, следовательно, трудно отнести ее к тому или иному из выделенных им типов. Предложенное Ч. Брэнчем разделение вряд ли может быть принято еще и потому, что, как показывают наблюдения, во многих регионах можно проследить всю серию переходов от структур с отчетливо проявленной фазой кальдеры к плутоническим образованиям, связанным с подземным обрушением.

Разделение на вулcano-плутонические и интрузивные кольцевые структуры поддерживается И. Н. Томсоном, Ю. А. Ходак и Л. В. Хорошиловым [157], которые считают, что первые связаны с кальдерами проседания, а вторые — с купольными структурами. К купольным структурам приурочены кольцевые дайки и округлые плутоны, и в своем развитии они миновали стадию кальдерообразования и не связаны с процессами вулканизма.

Многими исследователями отмечается высокое положение магматических камер, питающих кольцевые комплексы. Так, Эгглер [1968 г.], исследовавший докембрийский кольцевой комплекс в Колорадо (Вайоминг), полагает, что камера, с которой связано его образование, могла представлять собой крупный гранитный батолит. Д. Соусер [1967 г.] наблюдал в пределах палеоген-

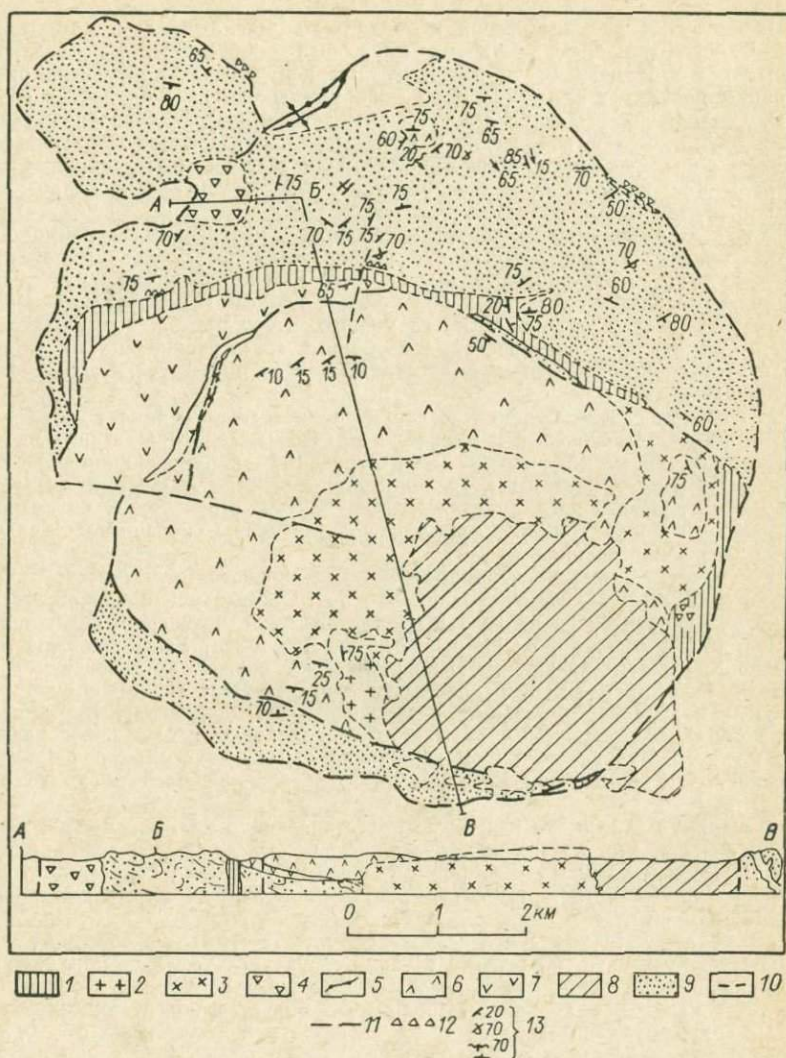


Рис. 9. Кольцевая структура Кларет-Крик [202].

1 — биотитовые риодацитовые порфиры; 2 — мусковитовые риодацитовые порфиры; 3 — лейкократовые микродамеллиты; 4 — вулканическая брекчия; 5 — дайки риодацитов; 6 — серые риодациты; 7 — розовые риодациты; 8 — роговообманково-биотитовые гранодиориты; 9 — отложения девона — силура; 10 — предполагаемые геологические границы; 11 — разломы; 12 — брекчия дробления; 13 — элементы залегания.

неогеновых кольцевых комплексов в Западных Кордильерах Британской Колумбии непосредственные переходы от пирокластических пород к афанитовым лейкократовым гранитам и затем мелкозернистым кварцевым монзонитам.

В последнее время большой материал по магматическим комплексам центрального типа всех регионов мира был обобщен Е. В. Свешниковой [138]. По ее данным, из 300 известных центральных комплексов около половины находится в Африке, хотя обнаружены они во всех частях света. Е. В. Свешникова выделяет 3 класса комплексов центрального типа (кольцевые магматические, конические и сложные), подразделяя их на морфологические типы, различающиеся характером опускания или приподымания центрального блока, степенью его дробления, отсутствием или наличием кальдер или куполовидных поднятий, конических тел и т. д.

Касаясь закономерностей распределения центральных комплексов, Е. В. Свешникова отмечает, что они расположены в областях малой подвижности и относительно устойчивого тектонического режима (платформы и стабильные глыбы складчатых областей). Сложные (многофазные) магматические комплексы возникали, по ее мнению, в тот период, когда закладывались новые и оживлялись старые глубинные зоны проницаемости. В единой структуре встречаются как комагматы, так и представители разных родоначальных магм.

В качестве главных элементов структур центрального типа Е. В. Свешникова выделяет кольцевые и конические разломы, сопровождающие их радиальные и линейные разломы и центральный блок субцилиндрической формы. Кольцевые разломы обуславливают появление кольцевых интрузий, кольцевых грабенов, ядер древних пород внутри структур. С опусканием центрального блока связано формирование штоков, образование кальдер или котловин проседания.

Рассматривая историю формирования центрального магматического комплекса, Е. В. Свешникова указывает, что почти всегда она начинается с извержения вулканитов из вулкана центрального типа, питающегося глубинной магмой, и затем формирования периферического очага. Вслед за этим происходит куполообразование над периферическим очагом, которое может сопровождаться появлением радиальных трещин. Этот процесс сменяется заложением кольцевого разлома, развивающегося снизу вверх. Внутрикольцевой блок в дальнейшем испытывает неоднократные перемещения различного масштаба (от 0,5 до 5 км) и направления, среди которых преобладают опускания. Эти движения сопровождаются внедрением магматического расплава.

Резюмируя теперь все известные представления о кольцевых структурах, можно сказать, что, по мнению большинства исследователей, они приурочены к жестким глыбам — платформам, штам; некоторые полагают, что их формирование связано с периодом растяжения земной коры, вызванного давлением магмы.

Преобладающее число исследователей признает, что процессы вулканизма и интрузивного магматизма в таких структурах тесно связаны, причем формирование их начинается с извержений центрального типа, а затем подсерией вулканов или крупным вулканом формируется кольцевая структура.

По-видимому, общепринятым следует считать представление о том, что существуют структуры, в которых ясно выражена фаза образования поверхностной кальдеры, вызванная пароксизмальным извержением, и такие, в которых главную роль играло подземное котлообразное обрушение. Между этими крайними типами существуют все переходные разновидности, а нередко они представляют собой разные стадии формирования одной и той же структуры или отвечают разным эрозийным уровням.

Существует точка зрения, что помимо преобладающих процессов проседания или обрушения в ряде случаев при формировании центрально-кольцевых структур имеет место также процесс куполообразования, в результате которого возникают конические и радиальные расколы, служащие путями проникновения магмы к поверхности, а затем и кольцевые с последующим

обрушением центрального блока. Образование куполов, кольцевых и конических расколов, а также кальдерообразных обрушений связывается с изменением давления магмы глубинного или периферического магматического очага.

Различаются структуры простые по своему строению и сложные, многофазные. Для последних характерно перемещение во времени и пространстве их центра; чаще всего с течением времени диаметр кольцевых элементов уменьшается (центрипетальные структуры по А. А. Полканову [125], однако встречается и обратные случаи (центрифугальные).

Следует также отметить, что такие термины, как кольцевые интрузии, центральные интрузии, кольцевые комплексы, комплексы центрального типа, конфокальные системы, вулкано-тектонические структуры и др., применяются к сходным образованиям, т. е. употребляются практически как синонимы.

Как показывает знакомство с литературой, главное внимание при изучении кольцевых структур обращается на их строение, вещественный состав магматических пород, последовательность их внедрения и механизм формирования. Большинство авторов подчеркивает, что кольцевые структуры приурочены к жестким блокам (чаще платформам, щитам), возникают в периоды растяжения земной коры и определяющее значение для их возникновения имеет давление магмы на кровлю глубинного или периферического очага.

До настоящего времени, однако, не существует разделения центрально-кольцевых структур в зависимости от того, в каких структурных зонах происходило их формирование. Лишь в работах А. А. Абдулина, К. А. Абдрахманова и А. В. Авдеева [1] произведено разделение центрально-кольцевых структур на орогенные, геосинклинальные и посторогенные типы с подразделением на подтипы больших, средних и малых глубин. Вместе с тем необходимость такого разделения назрела.

Действительно, анализ литературных данных показывает, что, несмотря на общность многих черт, существуют заметные и принципиальные различия между кольцевыми структурами платформ и структурами такого же типа, но возникающими на различных стадиях развития подвижных поясов.

К платформенным кольцевым структурам относятся, например, траппы Сибирской платформы, щелочно-ультраосновные интрузии Карело-Кольского региона, кольцевые интрузии грабена Осло, рифтовой зоны Африки и др. Для этой группы структур характерна приуроченность к региональным зонам глубинных разломов, грабенам, крупнейшим линейментам Земли, проникающим во многих случаях в верхнюю мантию. Время их формирования отделено весьма значительным промежутком от периода консолидации рамы, в которой они развиваются. Специфическим является состав слагающих их магматических пород. В качестве почти постоянных компонентов в них присутствуют ультраосновные или основные породы, только в них мы встречаемся с карбонатами. Среди слагающих эти комплексы пород постоянно отмечаются типично щелочные (нефелиновые, лейцитовые) сенинты и их эффузивные аналоги, щелочные граниты, трахиты; в тех же случаях, когда преобладающими являются породы гранитоидного ряда, они также имеют отчетливый щелочной уклон (сенинты, монцитоны и др.). Вулканогенные породы в центрально-кольцевых структурах платформ не имеют регионального развития, встречаются обычно только в их пределах и представляют собой реликты крупных вулканов центрального типа.

Особенности вещественного состава и структурного положения структур рассматриваемой группы свидетельствуют о том, что они связаны с глубинными магматическими источниками, расположенными в пределах верхней мантии. При своем подъеме основная или ультраосновная магма могла расплавить боковые породы с возникновением гранитоидных расплавов; этим, вероятно, и объясняется то обстоятельство, что магматические породы кольцевых структур платформ имеют разнообразный состав.

Кольцевые структуры, возникающие на поздних стадиях развития подвижных поясов, обладают совершенно иными особенностями, хотя они воз-

никают также в условиях жесткого состояния рамы. Как известно, для этих стадий характерно широкое проявление гранитоидного магматизма при высоком положении области плавления и региональном ее развитии. Разломы этого периода достигают уровня магнообразования в пределах сналической части коры, и поэтому в составе кольцевых структур этого времени резко преобладают породы гранитоидного ряда. Процессы как вулканизма, так и интрузивного магматизма имеют региональное развитие, и центрально-кольцевые структуры являются господствующей формой их проявления. Кольцевые структуры этого типа описаны в Казахстане [5, 39, 47, 56, 57, 79, 119, 173, 175, 176, 179, 188 и др.] и Средней Азии [8, 10—14, 87], в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканических поясов [18, 20—23, 28, 32, 46, 66, 75, 134, 149, 164 и др.]. К ним же следует отнести кольцевые интрузии Австралии [214, 203, 202], Северной Португалии [220], Северной Америки, девонские интрузии Шотландии и др.

Наименее изучены центрально-кольцевые структуры собственно* геосинклинального этапа развития складчатых систем. Здесь они отмечаются довольно редко и, несомненно, в значительной мере отличаются от орогенных и платформенных. Описания этих структур появились практически лишь в 70-х годах; сложены они продуктами базальтовой магмы и их кислыми производными и представляют собой главным образом реликты вулканических сооружений центрального типа [24, 25, 140, 141 и др.].

С магматогенными центрально-кольцевыми структурами связаны разнообразные рудные месторождения различных генетических типов. При этом анализ литературы также показывает, что их положением в той или иной структурной зоне обуславливается определенный комплекс связанных с ними полезных ископаемых. Так, обычно отмечается, что магматогенные структуры собственно геосинклинального этапа развития складчатых систем обычно являются рудовмещающими для медноколчеданного, медно-магнетитового и золото-полиметаллического оруденения; кольцевыми структурами орогенных зон связываются медно-молибденовые, медные, медно-цинково-свинцовые, золото-серебряные, редкометальные и редкоземельные проявления и месторождения; хорошо известны устойчивые связи месторождений никеля, кобальта, платины с воронкообразными ультраосновными — основными интрузивами и т. д. При этом отмечается [1], что сами центрально-кольцевые структуры представляют собой как бы модель, показывающую, что источники рудных растворов находятся зачастую на тех же глубинах, что и источник самих структур, и, кроме того, что во многих случаях нельзя считать процессы образования рудных месторождений кратковременным актом, связанным со становлением какого-либо определенного рудоносного магматического комплекса. Остается несомненным лишь тот факт, что рудопроявления и месторождения центрально-кольцевых структур генетически и пространственно связаны с ними, размещаются зонально вокруг их центров или тяготеют к узлам пересечений кольцевых, радиальных и линейных разломов и даже в строении рудных тел наблюдается симметрия конуса.

Расшифровка связей между типами структурных зон, характером центрально-кольцевых структур и минерализацией несомненно позволит по-новому подойти к оценке перспектив металлоносности отдельных регионов и внести коррективы в методы поисков эндогенных месторождений.

**МАГМАТОГЕННЫЕ
ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ**

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Краткий обзор значения магматогенных центрально-кольцевых структур в строении земной коры и истории их изучения позволяет сделать вывод о том, что они перестали считаться явлением экзотическим. Более того, оказалось, что роль изометричных структур в строении верхней оболочки Земли по крайней мере равноценна роли линейных форм, о чем свидетельствует богатый фактический материал последних лет. Все это поставило исследователей перед необходимостью решить вопрос о закономерности, а может быть и неизбежности появления при определенных условиях центрально-кольцевых структур и классифицировать эти весьма различающиеся, несмотря на ряд общих черт, и порой весьма сложные образования.

К настоящему времени предложено довольно большое количество классификаций магматогенных структур (из рассмотрения исключаются многочисленные классификации отдельных аккумулятивных и деструктивных вулканических форм, представляющих собой, по нашим понятиям, элементы структур). Основаны классификации на разных принципах: по морфологии, значимости и размерам [138, 157, 145, 118 и др.], по составу [60, 156 и др.], по приуроченности к прогибам и поднятиям [77 и др.], по морфологическим признакам с учетом решающего значения тектонического фактора [162, 165, 149, 65, 146 и др.] и т. д.

Наиболее распространены типизации по морфологическим признакам, значимости, размерам и составу. Так, Е. В. Свешникова в 1968 г. выделила 9 морфологических типов кольцевых магматических комплексов. Характеристика выделяемых типов дается на основе представлений об условиях и порядке формирования отдельных элементов структур, отражающих, несомненно, различные формы развития единого процесса, в котором ведущую роль играют кольцевые разломы — их возникновение и подвижки по ним. При этом отмечается, что для каждого типа структур разные эрозионные срезы могут дать резко различающиеся структурные планы.

В дальнейшем в монографической работе [138] Е. В. Свешникова отмечает, что комплексы центрального типа свойственны

главным образом платформам. Возникновение же их в складчатых сооружениях связывается лишь с благоприятными случаями в орогенный—посторогенный этап их развития или в период оживления тектонического и магматического режима при активизации отдельных их областей.

Учитывая разнообразие горных пород, слагающих центральные магматические комплексы, и связывая их образование с исходными магмами разного состава, Е. В. Свешникова выделяет 3 основные группы магматических комплексов:

- 1) произошедшие из глубинных магм (ультраосновных, основных);
- 2) образовавшиеся за счет как глубинных (основных), так и коровых (гранитоидных) магм;
- 3) возникшие из коровых (гранитоидных) магм.

Систематизируя все разнообразие центральных магматических комплексов, Е. В. Свешникова предлагает предварительное их разделение на 3 класса: 1) кольцевых; 2) конических и 3) сложных. В свою очередь класс кольцевых комплексов подразделен на 7 типов, класс конических — на 4, а для класса сложных рассмотрены лишь 3 наиболее общих типовых примера. Кроме того, Е. В. Свешниковой кратко освещены также гигантские кольцевые структуры (диаметр от 90 до 250 км), оставшиеся вне рассматриваемых классов и типов.

Как отмечает сама Е. В. Свешникова, предложенная ею предварительная систематизация центральных магматических комплексов является по существу морфологической, не учитывающей в должной мере как генетические факторы, так и особенности механизма образования комплексов.

И. Н. Томсон, Ю. А. Ходак и Л. В. Хорошилов в том же 1968 г. [157] разделили кольцевые структуры на 2 крупные группы: 1) вулcano-плутонических, подразделенных на кальдерные (кальдеры и вулcano-тектонические депрессии понимаются практически как синонимы) и купольные, и 2) больших по размерам округлых впадин. Возникновение структур первой группы связывается с процессами в магматических очагах, и они рассматриваются как очаговые магматические структуры; образование же больших округлых впадин объясняется уменьшением объема вещества в глубоких оболочках Земли.

В дальнейшем И. Н. Томсоном и М. А. Фаворской [156] к первой группе отнесены структуры, сопряженные с кислым и умеренно кислым магматизмом, тесно связанным с палингенными коровыми очагами (орогенная активизация), а ко второй — структуры с ультраосновными — щелочными комплексами, кимберлитовые трубки, кольцевые структуры областей траппового магматизма (деструктивный тип активизации). По морфологии этими исследователями различаются следующие типы структур: 1) изометричные с системами радиальных и концентрических дислокаций; 2) овальные; 3) удлинённые. Типы маг-

магматических комплексов очаговых структур различаются по сочетанию фаций магматитов.

В дальнейшем В. В. Соловьев [145], различая купольные, купольно-кольцевые и кольцевые разновидности структур центрального типа, подразделяет их по размерам на 7 порядков — от низкопорядковых с размерами в единицы километров до высокопорядковых с диаметром в тысячи километров.

В. Н. Орлянкин [117, 118] по размерам и особенностям магматизма и оруденения дифференцирует кольцевые структуры на мегакольцевые и локальные, последние из которых подразделяет по размерам на 5—6 порядков (типов).

На морфологических признаках построены классификации и многих других исследователей, наиболее обширна группа работ с типизацией структур по морфологическим признакам с учетом решающего значения тектонического фактора. С этих позиций Г. М. Фремд с соавторами [162—165] все вулcano-тектонические структуры разделили на 2 группы: вулcano-тектонические депрессии и положительные вулcano-тектонические структуры. В пределах первой группы различаются: 1) вулcano-тектонические депрессии, сформированные непосредственно на складчатом фундаменте в результате погружения отдельных его блоков; 2) кальдерные депрессии — наложенные структуры, формирующиеся в пределах верхнего структурного этажа при проседании кровли над периферическим очагом; 3) полигенные вулcano-тектонические депрессии длительного развития. Структуры второй группы подразделены на 1) вулcano-купольные, возникающие в результате блоковых поднятий под давлением магматических масс, сохраняющихся в виде центральных экстрюзий или интрузий, и 2) вулcano-тектонические горсты — приподнятые блоки складчатого фундамента, разделенные отрицательными вулcano-тектоническими структурами.

Блиские по своему характеру классификации, основанные на сходных принципах, предложены также В. И. Рыбалко [133, 134], В. И. Суховым [149], А. Б. Игнатьевым [65, 66], Н. Н. Соловьевым и В. Н. Тютиным [146], А. П. Ван-Ван-Е [28], А. Ф. Болотниковым и др. [23], Ю. Г. Кобылянским и Р. Б. Умитбаевым [75, 77], В. Я. Радзивилом [128] и многими другими.

В работах Ю. С. Вязовова [41], В. А. Невского [109] и других рассмотрены различные группы кольцевых форм и разрывов. Среди последних эти исследователи различают собственно кольцевые и полукольцевые, дуговидные, конические и пологоконические и т. д. В. А. Невский указывает на то, что кольцевые разрывы играют большую роль в формировании кольцевых магматических комплексов — оказывают влияние на их общую морфологию, особенности внутреннего строения, условия залегания геологических тел и закономерности размещения в них рудных месторождений. Основываясь на характере кольцевых разрывов, В. А. Невский различает группу относи-

тельно простых кольцевых магматических комплексов с преобладающим развитием одного типа разрывов и группу сложных комплексов с сочетанием кольцевых разрывов различных типов.

Сходные по своим принципам классификации орогенных центрально-кольцевых структур предложены Л. Н. Шарпёнок [175] и В. Ф. Белым, И. Н. Котляром и П. П. Павловым [20]. Они основаны на закономерном сочетании в различных типах структур определенных форм-элементов, отражающих конкретные тектонические (динамические) условия их формирования.

Отличительной особенностью этих типизаций является отсутствие подразделения на отрицательные и положительные структуры и понимание их как закономерного сочетания и положительных, и отрицательных форм. Действительно, практика изучения центрально-кольцевых структур показала, что в большинстве случаев это сложные сооружения, в пределах которых на фоне крупных мульд или впадин наблюдаются купола или на фоне куполов развиваются кальдеры и впадины. С этих позиций Л. Н. Шарпёнок среди центрально-кольцевых структур орогенных зон различает структуры вулканического типа («консидиментационные» вулканогенные мульды, окаймленные иногда вдоль кольцевых и полукольцевых зон субвулканическими телами), собственно вулкано-плутонического типа (вулканогенные компенсационные мульды сочетаются с некками, субвулканическими телами и дайками вдоль конических, радиальных и кольцевых расколов, а иногда и с интрузивами гранитоидов, образующими центральные штоки) и плутонического типа (изометричный плутон пространственно сопряжен с кольцевыми и полукольцевыми зонами расколов, вдоль которых расположены дайки, реже субвулканические тела и некки, и изредка с незначительными по размерам вулканогенными мульдами). Более детально эта типизация и ее принципы будут рассмотрены в последующих разделах книги.

В. Ф. Белый, И. Н. Котляр и П. П. Павлов также отмечают, что положительные формы обычно не обладают структурным идиоморфизмом и выступают в качестве обрамления отрицательных структур, сравнительно редко образуя самостоятельные структуры (эпизональные гранитоидные плутоны). Ими выделяются следующие типы изометричных вулканоструктур: тип А — простые вулканоструктуры, связанные с развитием какой-либо одной вулканогенной толщи; тип Б — вулканоструктуры с концентрической системой периферических грабенов, субвулканических интрузий и жерловых образований; тип В — вулканоструктуры со сложным интрузивным обрамлением; тип Г — различные, но преимущественно простые отрицательные вулканоструктуры с центральным или эксцентрическим куполом, ядро которого слагают интрузивные породы (обычно гранитоиды). Каждый из предложенных типов подразделяется на подтипы по морфологическим признакам.

Все перечисленные типизации магматогенных структур построены главным образом на анализе материала платформ и постинверсионной (орогенной) стадии развития складчатых систем, тогда как вопросы классификации подобных структур собственно геосинклинальной стадии рассматриваются лишь в работах В. С. Шарфмана и Р. И. Костиной [180, 181], выделивших среди палеовулканов Южного Урала 4 типа:

1) крупные сложно построенные конусовидные сооружения или вулканические массивы; состав слагающих их формаций дифференцированный;

2) полигенные конусовидные постройки, сложенные лавовыми и пирокластическими фациями кислого состава;

3) одиночные простые по форме одноосевые постройки — часто экзотрузии кислого состава;

4) мелкие моногенные или простые полигенные палеовулканы, сложенные эффузивами, пирокластическими и субвулканическими фациями кислого состава.

При разработке этой типизации учитывались следующие признаки: характер фаций вулканитов и их взаимоотношения; характер эволюции магм; характер и количество подводящих каналов; динамика проявления вулканизма, размеры и форма вулканических построек, вещественный состав вулканитов; тектонические условия их формирования; источники питания и характер глубинных магматических очагов.

Несмотря на обилие предложенных типизаций, очень немногие из них касаются магматогенных центрально-кольцевых структур всех стадий развития геосинклинальных зон. Среди них следует отметить работы А. А. Абдулина, К. А. Абдрахманова, А. В. Авдеева и Е. И. Паталахи [39]. Эти исследователи, анализируя центрально-кольцевые структуры Казахстана, выделяли среди них орогенный, геосинклинальный и посторогенный (субплатформенный) типы. Среди орогенных ими отмечались ранне-, средне- и позднеорогенные структуры, различающиеся между собой по морфологии и размерам вулканогенных мульд, кальдеро-синклиналей, подстилающих и залегающих в них плутонов, по составу магматитов, степени проявления радиально-кольцевых систем разломов и приуроченных к ним субвулканических и дайковых образований. Эти особенности центрально-кольцевых структур связываются с размерами магматических очагов и закономерной их эволюцией во времени, с изменением соотношения между тектоническими и магматическими процессами и т. д.

Центрально-кольцевые структуры геосинклинального типа, по мнению названных исследователей, представляют собой реликты вулканических сооружений центрального типа и небольшие купольные структуры вдоль линейно-трещинных зон, а посторогенные — это изометричные или округло-овальные

вулканогенные мульды, кальдеро-синклинали и малоглубинные центральные плутоны концентрически-зонального строения.

Очень интересен вывод этих исследователей о том, что центрально-кольцевые структуры могут проявляться на разных по вертикали уровнях и в различных формах. Так, приповерхностным структурам орогенного типа на больших глубинах отвечают гранито-гнейсовые купола, представляющие собой локальные центры гранитизации *in situ*, а на средних глубинах формировались перемещенные гранитоидные купола, являющиеся типичными центральными плутонами с концентрически-зональным строением. Формирование центрально-кольцевых структур всех типов и форм объясняется функционированием гранитоидных и промежуточных базальтоидных очагов, названных вторичными.

В 1975 г. типизация магматогенных центрально-кольцевых структур складчатых систем была предложена также автором настоящей книги. Однако прежде чем перейти к ее рассмотрению, хотелось бы остановиться сначала на самом термине, вкладываемом в него содержании и принципах, которые должны быть положены в основу классификации.

Как показывают обзор обширной литературы и практические геологические исследования, к категории магматогенных центрально-кольцевых структур может быть отнесена структура, имеющая центр, округлую или кольцевую форму в плане и воронкообразную, цилиндрическую, конусовидную или подобную им форму в разрезе. Главными элементами структур этой категории следует считать:

- 1) сводовые, куполовидные поднятия и купола разной величины (как региональные, так и локальные);
- 2) изометричные овальные депрессии, впадины, кальдеры, сложенные или заполненные осадочным или чаще вулканогенным материалом, нередко с центральными поднятиями;
- 3) кольцевые валы, грабены, кальдеры;
- 4) кольцевые, конические и радиальные расколы, в одних случаях заполненные расплавом с образованием даек или силлов, в других — просто фиксирующие смещение пород;
- 5) вулканические формы и постройки (конусы, щитовидные, стратовулканы и т. п.) или их реликты;
- 6) брахиформные мульды, сложенные вулканическим или вулканогенно-осадочным материалом;
- 7) жерловые, экструзивные, субвулканические тела различной формы, расположенные вдоль радиальных, кольцевых или полукольцевых ослабленных зон или расколов;
- 8) дугообразные, кольцевые или центральные плутоны, часто с концентрически-зональным строением.

Естественно, что для магматогенных структур обязательна причинная связь с процессами магматизма. Кроме того, наряду с магматогенными элементами в составе рассматриваемых

образований постоянно и обязательно присутствуют также специфические тектонические — радиальные, кольцевые, конические и т. д. И это стало уже, пожалуй, общепризнанным, что отразилось в широком распространении термина «вулканотектоническая структура». Однако следует обратить внимание на тот факт, что магматические комплексы в пределах центрально-кольцевых структур проявляются как в вулканических, так и в плутонических (интрузивных) формациях, которые зачастую являются даже одними из главных их элементов. В таком случае термин «вулканотектоническая структура» не является общим, а отражает лишь один из крайних типов, тогда как термин магматогенная, а точнее магматогенно-тектоническая, структура, представляется наиболее общим и точнее отражающим содержание понятия.

Таким образом, магматогенно-тектоническая центрально-кольцевая структура — это совокупность взаимосвязанных магматогенных и тектонических форм какого-либо участка земной коры, определяющая особенности его геологического строения и обусловленная господством того или иного тектоно-магматического режима. Такая структура должна обладать в различных сочетаниях следующими элементами: длительно существующим центром; круговыми, кольцевыми или близкими к ним очертаниями в плане и воронкообразной, цилиндрической, конусовидной или иной формой, обладающей симметрией конуса, в разрезе и, наконец, совокупностью различных тел магматического или тектонического происхождения по форме также всегда круговых, кольцевых, дугообразных или линейно-радиальных.

Особенности этих структур определяются сложностью и взаимоотношением слагающих их элементов-форм, а классификационными признаками являются размер и морфология отдельных элементов и структур в целом, состав и фации магматитов, соотношение глубинных и поверхностных фаций, характер подводящих каналов и их количество, динамика проявления магматизма, тектонические условия формирования, источники питания и характер глубинных магматических очагов и т. д. Однако одни из перечисленных признаков являются второстепенными и субъективными, другие — отражающими их генезис. Неизбежно встает вопрос о том, какой же принцип должен быть положен в основу генетической классификации рассматриваемых структур?

Несомненно, что появление и развитие магматических структур зависит от ряда факторов эндо- и экзогенного характера, среди которых можно выделить главные, обуславливающие основные закономерности структурообразования, т. е. генетические типы структур, и второстепенные, создающие многообразие подтипов одного генетического типа.

Если исключить из рассмотрения ротационную динамику Земли, обуславливающую форму и ориентировку крупных ее блоков, то главными процессами, формирующими земные структуры, окажутся те, что связаны с внутренним развитием планеты, т. е. процессы внутренней геодинамики, которые и должны быть положены в основу генетической классификации магматогенных структур. Реализуются они в виде явлений сжатия и растяжения, сочетающихся с нисходящими и восходящими движениями. Определенное сочетание этих процессов обуславливает тип режима, под воздействием которого формируются те или иные центрально-кольцевые структуры. Анализ с этой точки зрения истории развития складчатых областей показывает, что, не учитывая отдельных деталей, можно выделить 7 основных типов динамического режима (табл. 1).

Тип I — интенсивное растяжение глубинных зон земной коры в сочетании только с нисходящими движениями; II — преобладающее растяжение и общее прогибание, на фоне которых появляются все нарастающие сжатие и восходящие движения; типам III и V уже свойственно сочетание сжатия и растяжения, опускания и воздымания при некотором преобладании радиальных движений отрицательного знака в третьем и положительного — в пятом; между ними следует выделить, вероятно, тип IV — интенсивного сжатия, отвечающий собственно периоду складчатости; тип VI — заметное преобладание процессов воздымания (вызывающих растяжение приповерхностных частей земной коры) при сохранении дифференцированности движений и, наконец, VII — максимальное развитие воздымания в сочетании с интенсивным растяжением.

Следует оговориться, что, как обычно в природе, нет безусловных и резких границ между выделенными типами режима и, несомненно, возможны их некоторые нарушения, а может быть, сочетания и наложения как во времени, так и в пространстве. Хотелось бы также подчеркнуть, что характер магматизма и возникновение магматогенно-тектонических структур того или иного типа зависят не от принадлежности к определенной стадии геосинклинального развития, а именно от типа геодинамического режима, поэтому на разных стадиях (например, зрелой геосинклинальной и ранне- или предорогенной), но при сходном режиме (III и V) возникают и сходные структуры. Таким образом, геодинамический режим является тем принципом, той основой, на которой должна базироваться классификация рассматриваемой категории структур; именно от геодинамического режима зависят интенсивность тектонических движений и магматизма, уровень генерации магмы, соотношение вулканизма и интрузивного магматизма и другие признаки, определяющие характер структур.

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТОГЕННЫХ СТРУКТУР СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

| Типы движений, порядок структур | Тип геодинамического режима | | | | | | |
|--|-----------------------------|---------------------------|-----|---------------------------|---|----|-----|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII |
| Растяжение, сжатие, прогибание, воздымание | | | | | | | |
| Категории магматогенных структур | ЛИНЕЙНЫЕ | | | ИЗОМЕТРИЧНЫЕ | | | |
| Соотношение групп и классов структур | | | | | | | |
| Классы изометричных структур | - | НЕОБРАЩЕННЫЕ + ОБРАЩЕННЫЕ | | ОБРАЩЕННЫЕ + НЕОБРАЩЕННЫЕ | | | - |
| Типы изометричных структур | | | | | | | |

Поскольку появление изометричных в плане центрально-кольцевых структур в земной коре в соответствии с принципом Кюри—Шафрановского [182] возможно лишь при процессах, направленных вертикально, то в условиях режима типа I (см. табл. 1) возникновение их практически невозможно, и действительно, для него характерны только линейные структуры.

При сочетании постепенно усиливающегося локального воздымания с убывающим общим прогибанием (типы II и III) или при общем воздымании с сохранившимися и постепенно исчезающими локальными участками опускания (типы V и VI) изометричные структуры получают широкое развитие, практически вытесняя линейные. При этом, как показывают теоретические построения и практические данные, в период проявления главным образом режимов типов II и частично III возникающие изометричные в плане магматогенные структуры являются первично-положительными по внутреннему строению, т. е. необращенными. При проявлении же режимов типа VI и частично V возникают структуры, испытывающие в процессе своего формирования «конседиментационное» превращение из первично-положительных в отрицательные (например, обращенные вулканические постройки, брахиформные мульды, кальдерообразные обрушения и т. д.), т. е. обращенные.

В соответствии с этим можно выделить 2 главных класса магматогенных центрально-кольцевых структур: необращенных, характерных для режимов преобладающего прогибания (главным образом тип II), и обращенных, возникающих в условиях господствующего воздымания (тип VI). В случае же таких геодинамических режимов, которым свойственно сочетание сжатия и растяжения с дифференцированными радиальными движениями (типы III и V), естественно возникновение сложных сочетаний структур необращенного и обращенного класса с преобладанием первых при режиме типа III и вторых при режиме V.

Однако главные различия выделенных классов структур, отражающие их генезис, остаются постоянными и сводятся к первично-положительной природе первых и компенсационно-отрицательной по внутреннему строению вторых. Кроме того, различный генезис этих 2 классов структур отражается также и в других их признаках — размерах, сложности строения, соотношении глубинных и поверхностных фаций магматитов, их составе, приуроченности к определенной категории тектонических структур и т. д.

Закономерности формирования и причины возникновения как локальных, так и глобальных структур выделенных классов являются едиными, и в последующих разделах книги для разработки и иллюстрации предлагаемой классификации будут использованы более детально изученные локальные структуры.

НЕОБРАЩЕННЫЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Магматогенные структуры этого класса развиты главным образом в геосинклинальных поясах, однако приурочены к тем участкам в их пределах, которые испытывают относительное сжатие и воздымание. В связи с восходящими движениями в частично сформированной уже в предшествующие периоды коре вдоль разломов глубокого заложения в условиях локального сжатия возникали выводные каналы вулканических извержений центрального типа, сменяющих трещинные (линейные) излияния. Однако условия относительных воздыманий в стадию собственно геосинклинального развития в силу своего поступательного направленного развития могут проявляться различно, в соответствии с чем в общих чертах в геосинклинальных поясах выделяются [111]:

- 1) зоны с устойчивым относительным геоантиклинальным развитием;
- 2) участки относительных поднятий, резко сменяющих устойчивые прогибания;
- 3) зоны, в которых устойчивые прогибания постепенно сменяются длительно существующими геоантиклинальными условиями.

Эти различия в проявлении условий относительного сжатия и воздымания приводят к возникновению некоторых особенностей в строении структур, что позволяет в свою очередь разделить класс необращенных структур на 3 типа (см. табл. I).

1. В зонах с устойчивым геоантиклинальным развитием образуются вулканы слабо дифференцированных формаций, среди которых пирокластические фации, чередующиеся с пачками вулканомиктовых пород, резко преобладают над эффузивами. Облик пород в отличие от вулканитов линейных излияний порфировый, состав монотонный андезито-базальтовый, что свидетельствует о значительной глубине заложения питающих очагов и слабой дифференцированности; субвулканические образования редки и не типичны.

В результате такого характера вулканизма возникают структуры, которые представляют собой шлаковые конусы, простые стратовулканы, т. е. первичные вулканогенные постройки центрального типа с периклиинальным падением пород (рис. 10). Нет необходимости приводить примеры таких структур, поскольку они практически представляют собой реликты простейших палеовулканов. Участие синвулканической тектоники в образовании этих структур в связи с устойчивостью режима незначительно. Преобладание же среди элементов покровных образований позволяет условно назвать этот тип необращенных структур вулканическим.

2. В зонах относительных поднятий, резко сменяющих устойчивые прогибания, обычно широко распространены породы кон-

трастных формаций (липарит-базальтовой, трахилипарит-базальтовой, трахит-трахибазальтовой и др.). При этом извержения центрального типа с последующим образованием изометричных в плане структур характерны только для кремнекислых составляющих этих формаций, развитых незначительно и обычно пространственно обособленных от трещинных излияний лав

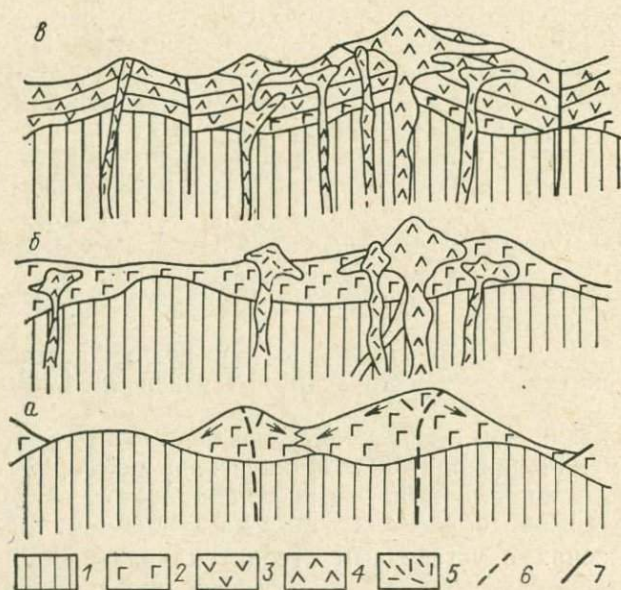


Рис. 10. Схема формирования необращенных центрально-кольцевых структур.

a — вулканического; *б* — субвулканического; *в* — субвулканически-вулканического типов; 1 — породы фундамента; 2—5 — покровные, жерловые и субвулканические фации вулканитов: 2 — базальтового, 3 — андезитового, 4 — дацитового, 5 — липаритового составов; 6 — магмовыводящие каналы; 7 — разломы.

основного состава. Среди пород кислого состава широко распространены жерловые, субвулканические и гиповулканические образования при почти полном отсутствии покровных пирокластических и эффузивных фаций.

В этом случае образованные в процессе вулканизма центрально-кольцевые структуры представляют собой, независимо от эрозионного среза, отдельные куполовидные экструзии или субвулканы либо сочетания таких форм при незначительном участии в них покровных фаций (см. рис. 10). Роль синвулканической тектоники в образовании структур этого типа также незначительна в силу одноактности процесса их формирования. Такие необращенные магматогенные центрально-кольцевые структуры можно условно назвать субвулканическими.

3. В зонах, устойчивые прогибания которых постепенно сменяются длительно существующими геоантиклинальными условиями (т. е. растяжение постепенно сменяется сжатием, а опускания — воздыманиями), широко развиты породы последовательно-дифференцированных формаций, причем роль отдельных дифференциатов в них различна в зависимости от конкретных условий развития региона.

Дифференциаты кремнекислого и отчасти среднего состава, которым свойственны извержения центрального типа, представлены эффузивными (покровными и жерловыми), пирокластическими и интрузивными (субвулканическими, гиповулканическими и даже гипабиссальными) фациями. При этом (в отличие от структур первых двух типов) для эффузивных фаций характерны флюидальные и брекчиевые текстуры, среди пирокластических образований широко развиты такие типы пород, как спекшиеся туфы, а иногда и игнимбриты, значительная роль принадлежит эксплозивным брекчиям.

В силу длительности геоантиклинальных условий, относительной жесткости коры, удлинения путей поступления и дифференцированности движений вулканизм имел пульсационный характер. Отдельные импульсы вулканизма (часто с образованием куполов из потоков лав), завершавшиеся внедрением пород жерловой фации и выжиманием экструзивных куполов, обелисков, колонн, иногда сопровождавшимся эксплозиями, перемежались с формированием субвулканических тел, размещавшихся, как правило, в пределах комагматичных вулканических построек.

Форма жерловин обычно грибообразная с пологой куполовидной верхней поверхностью, покровные образования имеют преимущественно периклинальное падение.

В целом в такой тектонической обстановке, обусловленной проявлением определенного типа геодинамического режима, возникают округлые и овальные, удлиненные вдоль сквозных несинвулканических расколов, сложно построенные, часто асимметричные вулкано-тектонические необращенные центрально-кольцевые структуры, в составе которых эффузивные, пирокластические и субвулканические образования участвуют примерно в равных соотношениях (см. рис. 10). Синвулканические разломы проявлены интенсивно, имеют различные направления и зафиксированы многочисленными рвущими телами.

Такой тип необращенных структур условно, вероятно, можно назвать субвулканически-вулканическим. Элементами структур этого типа являются главным образом положительные формы, хотя иногда (в отличие от предыдущих двух типов) отмечаются и отрицательные, представляющие собой кратерные кальдеры или кратерно-кальдерные провалы. Это, однако, не нарушает общего первично-положительного, необращенного характера структур.

Необращенные структуры субвулканически-вулканического типа, несмотря на последующую складчатость, достаточно хорошо реставрируются, и в качестве примера можно привести детально изученные и описанные структуры Урала.

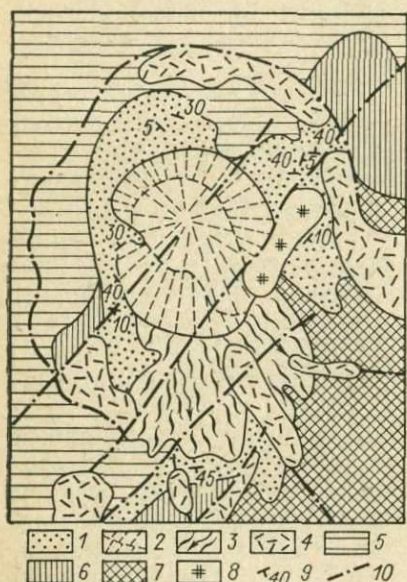


Рис. 11. Геологоструктурная схема Горно-Байкаринской вулканической постройки Западно-Баймакской зоны Урала (по И. Б. Серавкину [140]).

1 — реликты вулканического конуса, сложенные пироксеновыми андезитовыми порфиритами; 2 — экструзивный купол зонального строения, выполняющий жерло; 3 — силл риолитовых порфиров с флюидально-брекчиевой текстурой; 4 — кислые субвулканические тела, выполняющие кольцевые и радиальные разломы кальдеры; 5 — эффузивы кислого состава; 6 — эффузивы среднего состава; 7 — основные породы цоколя вулкана; 8 — поздние субвулканические тела кварцевых альбитофиров; 9 — направления течения лавовых потоков, выявленные по данным петроструктурного анализа; 10 — разрывные нарушения.

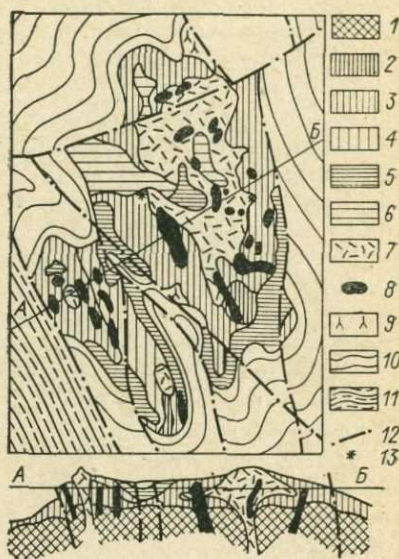


Рис. 12. Схема строения Родниковской и Камейкинской вулканических построек Тубинско-Гайской зоны Урала (по М. Б. Бородаевской, В. С. Трехбунину, Е. С. Контарь [25]).

1 — породы силурийского фундамента; 2 — лавы андезит-базальтов; 3 — лавы андезитов; 4 — лавы андезит-дацитов; 5 — туфоагломераты андезит-дацитов; 6 — лапиллиевые туфы; 7 — дациты экструзий; 8 — липарит-дациты субвулканических тел; 9 — вулканисты андезит-базальтового состава, перекрывающие постройки из кислых пород; 10 — терригенно-осадочные отложения живета; 11 — песчано-сланцевые отложения фамена — нижнего турне; 12 — тектонические нарушения; 13 — рудопроявления.

Так, И. Б. Серавкиным [140] в пределах Западно-Баймакской зоны описана Горно-Байкаринская вулканическая постройка (рис. 11). В центральной части этой изометричной в плане структуры обнажается зональный экструзивный купол, сложенный кварцевыми (в центре) и роговообманковыми (на периферии) дацитовыми порфиритами с веерообразно расположенной столбчатой отдельностью. Купол окружен реликтами вулканического конуса, сложенного пироксеновыми порфиритами

с ориентированной гиалопелитовой структурой основной массы. Изучение ориентированных в пространстве шлифов и полевые наблюдения позволили И. Б. Серавкину выявить радиальное расположение эффузивных потоков. Далее к периферии пироксеновые порфириты перекрыты эффузивами кислого состава. Постройка окружена кольцевым разломом, вдоль которого внедрялись субвулканические тела. Наблюдается постепенная смена андезитовых вулканических продуктов дацитовыми и риолитовыми. Площадь всей структуры составляет 3—3,5 км², причем в современном эрозионном срезе сохранялось около $\frac{1}{3}$ всей постройки, что позволило выявить и закартировать субвулканические дайки и силлы, а также кольцевые и радиальные разломы кальдерной стадии формирования структуры. На удалении от рассматриваемой постройки расположены лавовые и туфовые плато с первично-пологим залеганием пластов. Последующие деформации структуры проявляются в образовании серии кулисообразно расположенных трещин и зон расланцевания, несколько усложняющих структуру.

Описанные М. Б. Бородаевской, В. С. Требухиным и Е. С. Контарем [25] Родниковская и Камейкинская структуры Тубинско-Гайской зоны Урала имеют несколько иной характер. Родниковская структура (рис. 12) в плане имеет овальную форму, удлинненную в субмеридиональном направлении (длина 12, ширина 6 км). Главной ее чертой, как отмечают исследователи, является зонально-концентрическое строение. Центральная ее часть сложена дацитами, а периферические — породами андезит-дацитового, андезитового и андезит-базальтового состава. Постройка в целом асимметрична: западный ее склон полого опускается к западу, восточный — круто на восток.

В наиболее глубоко эродированных частях структуры вскрыты покровы афировых миндалекаменных андезит-базальтов, которые сменяются вверх по разрезу пачкой андезитовых потоков общей мощностью 300 м. В последних нередко наблюдались пластовая отдельность (25—30°) и ориентированные согласно с нею щелевидные и овальные миндалины, свидетельствующие о периклинальном погружении покровов от центра постройки к ее периферии. Среди пластообразных потоков встречены нагромождения агломератовых и глыбовых лав. В агломератовых лавах округлые блоки андезитов погружены в плотную лавовую массу того же состава. Для глыбовых лав характерно нагромождение глыб размером 1—1,5 м, тесно прилегающих друг к другу и связанных либо каемками лавы, либо лавокластическим материалом. Выше андезитов залегают локально развитые лишь в южной части структуры андезит-дациты, в виде неполного полукольца примыкающие к нижележащим породам.

Центральная часть постройки сложена дацитами, составляющими около половины объема всех вулканитов. В плане даци-

ты слагают обширное поле, вытянутое в соответствии с общим субмеридиональным простираемостью структуры. По пластовой отдельности установлено периклинальное их падение по отношению к оси выхода; при этом углы падения в центральной части равны 10—20°, а на бортах достигают 40°. Среди дацитов и вблизи их контактов встречаются скопления агломератов и пирокластов того же состава. Данные об условиях залегания дацитов (рвущие соотношения с вмещающими породами, периклинальное залегание, расположение в осевой зоне структуры, пространственная ассоциация с агломератами и пирокластами) позволили исследователям этой структуры считать, что дациты слагают крупный экструзив. На современном эрозионном срезе вскрыта, вероятно, его купольная часть с участками присклонных агломератовых осей.

Накоплением туфоагломератов на Родниковской структуре завершилась поверхностная вулканическая деятельность, после чего началась субвулканическая фаза ее развития, которая зафиксирована внедрением многочисленных дайкообразных тел липарит-дацитового состава протяженностью от нескольких десятков до 500—600 м при мощности 20—100 м. Эти тела (см. рис. 12) располагаются главным образом вблизи осевой части структуры, тяготея к краям экструзивного купола. По-видимому, они фиксируют крупные трещины палеовулкана, возникшие на заключительных стадиях его формирования.

Камейкинская структура (см. рис. 12), расположенная юго-западнее Родниковской и отделенная от нее грабенобразной депрессией, также имеет овальную форму и вытянута в северо-западном направлении на 6 км. По характеру строения Камейкинская структура близка Родниковской, но отличается от нее значительно меньшими размерами. Основной ее объем составляют лавы андезитов и андезит-дацитов; последние образуют мощные накопления на восточном и юго-восточном погружениях структуры, перекрывая потоки андезитов. В северной и южной частях структуры исследователями отмечены 2 небольших по размеру тела дацитов, представляющих собой, по-видимому, реликты экструзивных образований типа колонн или игл. Туфоагломераты смешанного состава, окаймляющие постройку почти по всему периметру, содержат обломки и глыбы всех разновидностей вулканитов, развитых в пределах структуры (с преобладанием дацитов, слагающих купола), а цементом их служит спекшийся туф дацитового состава.

В целом объем пирокластических пород в пределах Камейкинской структуры, как и Родниковской, невелик; коэффициент эсплозивности 10—15%. Осевая часть структуры изобилует дайкообразными субвулканическими телами липарит-дацитов.

Примером необращенной центрально-кольцевой структуры более сложного типа может служить Акбастау-Кусмурунская в Центральном Казахстане [71, 73], представляющая собой, по

представлениям ее исследователей, вулcano-кальдеру (рис. 13). Породы, участвующие в строении структуры, образовались на разных глубинах и представлены эффузивной, жерловой и околожерловой, экструзивной, субвулканической и гипабиссальной фациями. Падение пород непостоянно, пологое периклинальное в периферических частях структуры оно резко сменяется крутым центриклинальным в центральной. Вся структура пронизана многочисленными трещинами, дугообразными и радиальными. Все перечисленные факты, свидетельствуют об образовании во внутренней части структуры внутренней кальдеры, границы

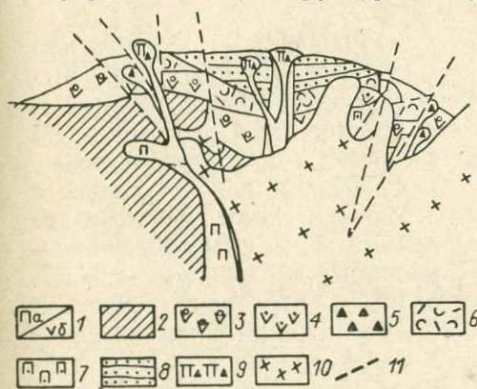


Рис. 13. Реконструкция структуры Акбастау-Кусмурун [71, 73].

1 — магма андезит-базальтового (а) и андезитового (б) состава; 2 — фундамент; 3 — эффузивные образования нижней толщи; 4 — субвулканические андезит-дацитовые порфириты; 5 — взрывные брекчи андезит-дацитового состава; 6 — эффузивно-пирокластические образования средней толщи; 7 — субвулканические плагиоклаз-пироксеновые порфириты андезит-базальтового состава; 8 — вулканогенно-осадочные отложения верхней толщи; 9 — жерловые и субвулканические плагиоклаз-пироксеновые порфириты и их лавовые брекчи; 10 — диориты и кварцевые диориты; 11 — разрывные нарушения.

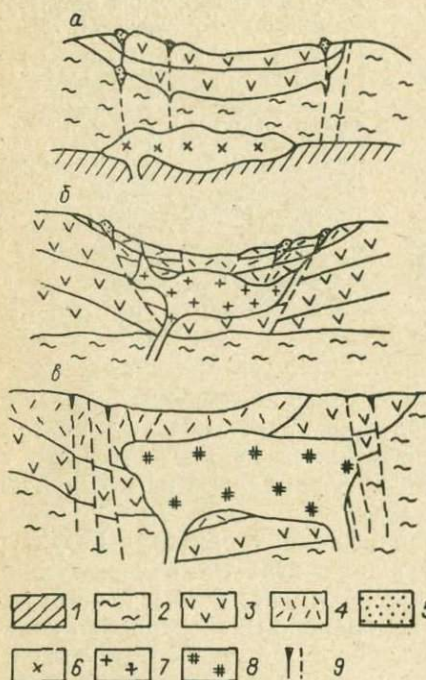
которой фиксируются прерывистым кольцом глыбовых и глыбово-агломератовых туфов и туфолав, а также поясами центриклинально падающих субвулканических и дайковых тел, контролируемых системой дугообразных и радиально расходящихся трещин.

Приведенные примеры различных по характеру структур представляют собой лишь малую долю известного и опубликованного в настоящее время обширного материала [42, 189], иллюстрирующего существование необращенных центрально-кольцевых структур различных типов. Они обычно расположены изолированно, но иногда пространственно совмещаются, причем более поздние часто захороняют предшествующие, образуя системы разнотипных структур.

ОБРАЩЕННЫЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Формирование структур этого класса связано с вертикальными движениями, происходящими на фоне прогрессирующего во времени общего воздымания регионов, и постепенной сменой режима общего сжатия растяжением (из рассмотрения исключаются локальные изменения режима в пространстве и во времени). Тектоническая обстановка при таком геодинамическом режиме характеризуется обилием дизъюнктивных нару-

шений, дифференцированными, преимущественно радиальными, блоковыми перемещениями, высоким положением области плавления и существованием периферических очагов. Расколы достигают главным образом области плавления, расположенной в пределах сиалической части коры, и поэтому среди магматических комплексов, образующих обращенные структуры, преобладают породы гранитоидного ряда. Подобная обстановка наиболее свойственна орогенной стадии развития складчатых систем, хотя сходные условия создаются и на других стадиях, например ранне- или предорогенной и даже зрелой геосинклинальной.



Обращенные магматогенные структуры являются центрально-кольцевыми вулканоплутоническими, и главные их элементы — это радиальные, кольцевые или полукольцевые в плане расколы либо ослабленные зоны, обычно зафиксированные внедрением разнообразных интрузивных тел, и обычно отрицательные по своему внутреннему строению вулканические формы, также об-

Рис. 14. Схема формирования обращенных центрально-кольцевых структур вулканического (а), вулканоплутонического (б) и plutонического (в) типов.

1 — породы фундамента; 2 — довершипалеозойские отложения. Вулканы; 3 — ранних ритмов; 4 — поздних ритмов орогенного вулканизма; 5 — субвулканические образования. Интрузии: 6 — гранодиоритов, 7 — лейкократовых гранитов, 8 — аляски-тов; 9 — разломы, обычно фиксируемые дайками.

разующиеся в процессе магматизма. Общими особенностями механизма формирования являются процессы куполообразования, за которыми по мере опустошения магматического очага следуют прогибания или проседания, обрушения, кальдерообразование.

Несмотря на ряд общих черт, обращенные центрально-кольцевые структуры имеют и некоторые различия. По мере наступательного направленного во времени изменения геодинамического режима несколько меняется и их характер, и механизм образования, что выражается в исчезновении одних форм, появлении других или в изменении их соотношений. В соответст-

вию с этим в пределах класса обращенных структур также можно выделять несколько основных типов (рис. 14).

К одному из типов относятся структуры, главными элементами которых являются крупные овалы с субвулканическими («конседиментационными») мульдами или обращенными вулканическими постройками, окаймленные иногда вдоль кольцевых или полукольцевых ослабленных зон субвулканическими телами, реже

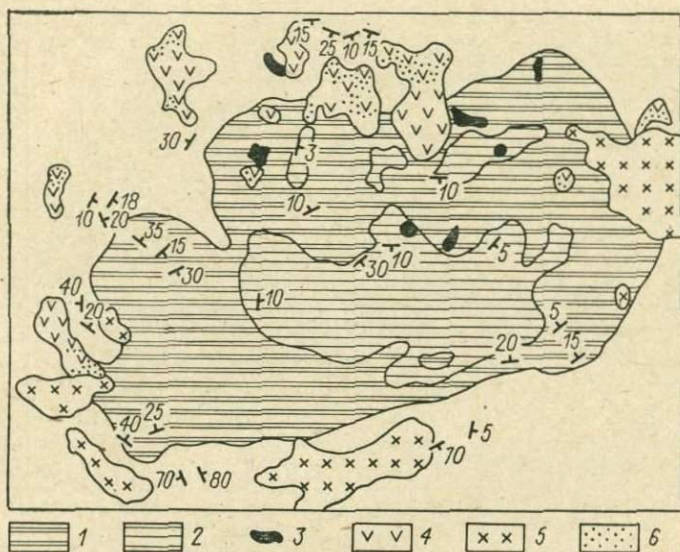


Рис. 15. Схема обращенной центрально-кольцевой структуры вулканического типа.

1—4 — вулканогенный комплекс: 1 — туфы, туффиты андезит-дацитового состава, 2 — агломератовые игнимбриты и туфы дацитового состава, 3 — образования жерловой фации, 4 — субвулканические андезитовые и андезит-дацитовые порфириты; 5 — кварцевые диориты—гранодиориты—граниты; 6 — зоны вторичных кварцитов.

несколько обособленными в пространстве интрузивами гранитоидов (рис. 15). Роль в образовании этой структуры вулканогенной тектоники относительно невелика, сингенетичные конические и радиальные расколы, являющиеся результатом непосредственного магматического давления на кровлю очага, полностью отсутствуют. Эксплозивный тип извержений из щитовых вулканов и андезит-дацитовый состав магмы приводят к появлению таких пород, как кристаллотуфы и спекшиеся туфы, реже грубообломочные туфы и лавобрекчии.

Обращенные структуры такого типа, как и сходные по своему содержанию, но не строению, необращенные, можно условно назвать вулканическими (вулканогенными?), имея в виду ведущую роль в их строении вулканогенных образований и некоторую обособленность в пространстве коагматических

интрузивов. Их формирование, вероятно, связано с относительно (для обращенных структур) глубоко расположенными магматическими очагами, оказавшими давление на всю область в целом, тогда как подъем магмы к поверхности в условиях остаточного сжатия (проявляющегося пульсационно — отсюда чередование вулканизма и интрузивного магматизма) происходил на отдельных наиболее благоприятных участках. Мульды (об-

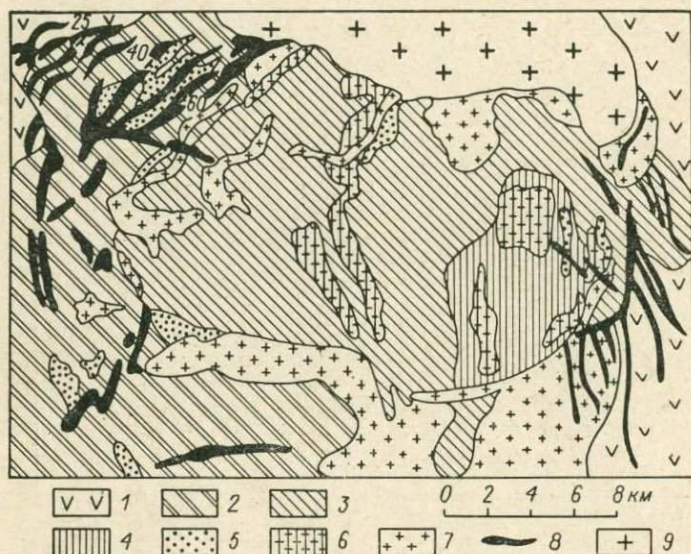


Рис. 16. Схема обращенной центрально-кольцевой структуры вулcano-плутонического типа (Аюлюозек, Центральный Казахстан).

1 — вулканогенные образования основания структуры; 2 — туфы дацитового, дацит-андезитового состава; 3 — спекшиеся туфы, игнимбриты, лавы дацитового, липаритового, трахилипаритового состава; 4 — лавы, игнимбриты липаритового, трахилипаритового состава; 5 — липаритовые и липарит-дацитовые порфиры экструзивной и жерловой фаций; 6 — субвулканические сиенит-порфиры; 7 — гранодиориты—граниты; 8 — комплекс конических даек гранит-порфиров, граносиенит-порфиров; 9 — поздние граниты, прорывающие все образования структуры.

ращенные вулканические постройки) образовались путем плавных прогибаний по мере опустошения периферических камер и накопления вулканогенных толщ. В формировании же пространства для интрузивов гранитоидов существенную роль играли поверхности несогласий ниже уровня комагматических вулканических построек; иногда, но реже, происходили котлообразные подземные проседания, также не достигавшие уровня комагматических вулканитов.

Другой тип обращенных центрально-кольцевых структур — собственно вулcano-плутонический, в качестве эталона которого может быть приведена структура Аюлюозек (рис. 16).

В их строении в равной мере принимают участие как вулканогенные, так и интрузивные комплексы. Главными элементами таких структур являются изометрические в плане, «компенсационные» синвулканические впадины, а также многочисленные конические, радиальные и кольцевые расколы, вдоль которых расположены некки, субвулканические тела, дайки и интрузивы гранитоидов, иногда образующие и центральные плутоны. Вулканизм структур этого типа характеризуется пароксизмальными извержениями кристаллокластических и спекшихся туфов, а также игнимбритов, сопровождавшимися кальдерными обрушениями. Состав изменяется во времени от дацит-андезитов до липаритов. Комагматичные интрузивы сложены гранитоидами.

Образование структур, вероятно, связано с периферическими очагами, расположенными (относительно очагов обращенных структур вулканического типа) на более высоком уровне и оказывавшими непосредственное давление на кровлю. Широкое развитие конических и радиальных расколов свидетельствует о связанных с этим давлением процессах куполообразования, игравших важную роль в формировании этих структур и предшествовавших их «обращению». Вулканогенные впадины возникали при котлообразных обрушениях (реже плавных прогибаниях) по кольцевым расколам; те же обрушения, достигавшие обычно уровня сингенетичных вулканических построек, играли важную роль в формировании пространства для интрузивов комагматичных гранитоидов. В связи с этим структуры рассматриваемого типа характеризуются особенно тесной сопряженностью в пространстве и во времени вулканогенных (покровных, экструзивных и субвулканических), дайковых и интрузивных (плутонических) образований.

Третий тип обращенных центрально-кольцевых структур также условно можно назвать плутоническим, поскольку главным их элементом является изометричный куполовидный гранитный плутон, пространственно приуроченный к котлообразной депрессии и сопряженный с кольцевыми зонами расколов, иногда переходящими в линейные. Вдоль этих расколов расположены многочисленные дайки. В строении этих структур иногда участвуют также различные по размерам кальдерообразные впадины, иногда заполненные игнимбритами или игниспумитами (рис. 17). Типичен липаритовый, трахилипаритовый (гранитный) состав богатой летучими компонентами магмы. Образование этого типа структур связано с высоко расположенными магматическими очагами, обрушение кровли которых происходит при горизонтальном растяжении верхних частей земной коры.

Несмотря на присутствие в составе центрально-кольцевых структур плутонического типа положительных форм (куполовидных плутонов), они все же относятся к классу обращенных, так как главными процессами их формирования являлись процессы обрушения, отрицательные радиальные перемещения.

Следует отметить, что каждый из рассмотренных здесь типов обращенных структур характеризуется на различных эрозионных срезах несколько различным сочетанием элементов, что позволяет выделять целый ряд морфологических подтипов. Однако существуют элементы или их сочетания, присущие при любом эрозионном срезе только определенному типу структуры, что дает

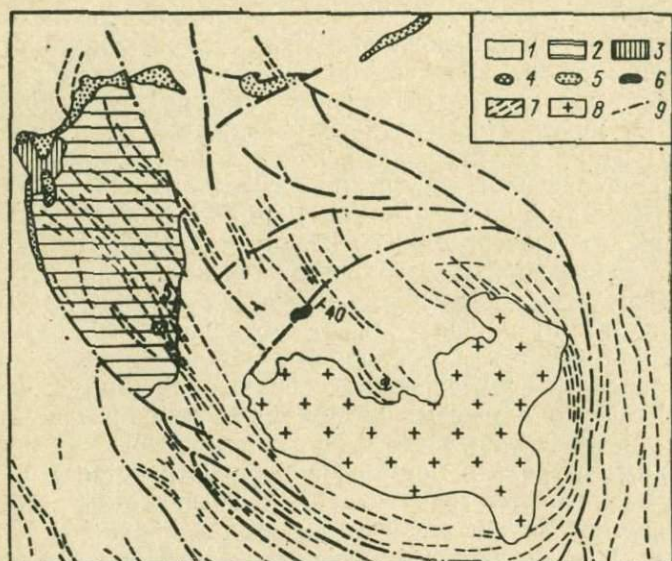


Рис. 17. Схема обращенной центрально-кольцевой структуры плутонического типа (Кызылрай, Центральный Казахстан).

1 — основание структуры — вулканогенные и интрузивные образования предшествующих магматических комплексов; 2—3 — покровные фации вулканитов; 2 — андезит-базальтовые порфиры, туфокогglomerаты, туффиты, 3 — лавы, игнимбриты, игниспумиты липаритового и трахилипаритового состава; 4—5 — образования экструзивной и жерловой фаций; 4 — базальтовые порфиры, 5 — липаритовые и трахилипаритовые порфиры; 6 — субвулканические гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 7 — комплекс кольцевых даек гранит-, граносиенит-, гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиров; 8 — граниты частично вскрытого центрального плутона; 9 — кольцевые и радиальные расколы.

возможность его диагностировать. Так, ни при каком эрозионном срезе в вулканическом типе структур не могут быть обнаружены, например, конические и кольцевые дайки или комагматичные вулканитам центральные плутоны; в плутоническом типе отсутствуют мульды, образованные плавными компенсационными прогибаниями, тогда как в структурах вулкано-плутонического типа практически на одном эрозионном уровне наблюдаются тесно сопряженные в пространстве и вулканиты, и комагматичные им субвулканические образования, и интрузивы гранитоидов.

Последовательное развитие рассмотренных типов обращенных структур в пределах одного региона приводит к образованию сложных систем центрально-кольцевых структур. Границы между отдельными их типами устанавливаются по различным признакам смены режима — появлению новых элементов, смещению центров, обособлению самих структур и т. д.

СЛОЖНЫЕ СИСТЕМЫ ОБРАЩЕННЫХ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Вероятно, представляет интерес рассмотрение всех выделенных типов обращенных структур и их взаимоотношений на примере какого-нибудь одного региона, например Токрауской впадины Центрального Казахстана, являющейся в отношении проявления и возможностей реставрации структур, пожалуй, эталонной.

Токрауская впадина входит в состав герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы, являющейся одной из структур Урало-Тяньшанского подвижного пояса. Разные части этой сложной структуры различаются историей своего геологического развития и характером проявления процессов магматизма. Казахстанская его часть по геологическому строению представляет собой довольно разнородную область. На западе и северо-западе обнажаются докембрийские образования, слагающие срединный массив, существовавший в течение всего палеозоя как жесткий блок, реагировавший на тектонические движения появлением многочисленных и различно ориентированных расколов. Во внутренней части этой докембрийской «дуги» обнажаются каледонские образования, известные на западе, севере и востоке Казахстана. История геологического развития каледонид кратко может быть охарактеризована следующим образом: в течение кембрия и большей части ордовика происходило накопление осадков и излияние лав основного состава — спилитов, базальтов, андезитов-базальтов. Главная фаза орогенеза проявилась в разных частях каледонид в разное время — от ордовика до конца силура. Пространственные каледонские вулканиты и гранитоидные интрузии развиты достаточно широко; состав последних варьирует от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов.

Время заложения герцинской геосинклинали точно не установлено, однако в ее пределах известны типичные геосинклинальные отложения, имеющие ордовикский и раннесилурийский возраст.

Есть основание полагать, что геосинклиналь заложена на жестком блоке, сложенном докембрийскими породами. Об этом свидетельствует значительная мощность земной коры (граница Мохоровичича залегает на глубине 50 км), наличие гравитационного минимума, а также обилие ксенолитов гнейсов в магматических породах. На границе этого блока с каледонидами возникла крупная ослабленная зона, по которой в течение девона

происходило излияние значительных масс вулканитов (от андезито-базальтов до липаритовых игнимбритов) и внедрение комагматических им гранитоидов. Эта зона получила название «девонского вулканического пояса», формирование которого завершает геосинклинальную историю каледонид.

В пределах герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинали в девоне продолжалось накопление осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. В конце раннего карбона имела место крупная фаза складчатости, приведшая к превращению геосинклинальной области в складчатую систему и к переходу ее в орогенную стадию развития. Тектоническая обстановка этого времени характеризуется широким развитием разломов и дифференцированными перемещениями крупных блоков пород. В этот период (С₂—Т) в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы интенсивно проявились процессы магматизма. Излияния вулканитов чередовались с внедрением гранитоидов. В целом орогенные магматические образования герцинид образуют крупный кольцевой пояс, названный Прибалхашско-Илийским. Он состоит из ряда впадин, одной из которых и является Токрауская.

Исследователи Казахстана неоднократно отмечали, что для Токрауской впадины характерна неравномерная и в общем слабая дислоцированность верхнепалеозойских покровных образований. Типичными считались пологие, часто изометричные брахисинклинали, разделенные узкими антиклиналями. Такой характер складчатости объяснялся близостью жесткого фундамента, глыбовым характером тектонических движений. При определении закономерностей пространственного размещения магматических образований всегда подчеркивалась роль линейных расколов.

Кольцевые структуры в пределах Токрауской впадины до начала 60-х годов отмечались крайне редко, хотя в последующее десятилетие было установлено и описано множество таких структур и показано, что они являются основной формой проявления позднепалеозойского магматизма [56, 79, 175]. Показано было также, что брахиформные структуры, сложенные вулканогенными породами, в большинстве своем связаны не со складчатостью, а являются компенсационными синвулканическими мульдами. Остановимся кратко на фактическом материале, на котором базируются полученные выводы.

Основание Токрауской впадины по своему строению неоднородно, и верхнепалеозойские образования перекрывают блоки с различной историей геологического развития. По геофизическим данным А. А. Духовского здесь выделяется 3 группы блоков, отличающиеся глубиной залегания фундамента и мощностью перекрывающих его различно гравитирующих образований раннего, среднего и позднего палеозоя. Глубинное строение отразилось на характере проявления позднепалеозойского маг-

матизма. В блоках с наиболее высоким положением фундамента процессы магматизма развивались с максимальной полнотой, и в течение всего позднего палеозоя последовательно формировались различные типы центрально-кольцевых структур, накладываясь друг на друга и образуя сложные системы. В блоках с более низким положением фундамента процессы вулканизма несколько редуцированы и соответственно менее сложны возникающие структуры.

Несмотря на различия процессов магматизма в отдельных блоках, магматические образования Токрауской впадины характеризуются и рядом общих черт, устанавливаются общие закономерности их развития в пространстве и во времени. К их числу относится прежде всего определенная ритмичность вулканизма. В рамках каждого ритма формируется вулканогенный комплекс, в пределах которого относительно основные породы сменяются более кислыми. В то же время каждый последующий комплекс начинается и заканчивается более кислыми по составу вулканитами, чем породы соответственно начальных и конечных этапов предыдущего ритма-комплекса, отражая общую тенденцию к образованию все более кислых пород к концу орогенной стадии. При этом появление базальтов или андезито-базальтов в некоторых комплексах не нарушает общей закономерности, а лишь указывает на тот факт, что при определенных условиях расколы достигали более глубоких зон земной коры и соответственно магматических очагов. Возможность же одновременного существования разноглубинных очагов доказана геофизическими исследованиями на Камчатке [Л. А. Ривош, Г. С. Штейнберг, 1964 г.], где эти очаги установлены на глубине 60—70 и 4—6 км от поверхности.

Последовательное изменение состава вулканитов сопровождается и изменением характера продуктов, а следовательно, и типов извержений. Так, преобладающие среди раннекаменноугольных вулканитов кластолавы и грубообломочные туфы сменяются кристаллокластическими, а затем в позднекаменноугольных—пермских ассоциациях преобладающими становятся спекшиеся туфы и игнимбриты. Кроме того, каждый вулканогенный ритм-комплекс завершается внедрением гипабиссальных интрузивов, состав которых также изменяется во времени от габбродиоритов и плагиогранитов через гранодиориты-адамеллиты к лейкократовым и аляскитовым гранитам.

В соответствии с отмеченной закономерностью все магматические образования Токрауской впадины можно разделить на ряд вулканогенных (включающих покровные, жерловые и субвулканические фации), дайковых и интрузивных комплексов. Закономерное чередование комплексов во времени и их пространственная сопряженность позволяют объединить их в 5 вулканоплутонических ассоциаций, характеристика которых приведена в табл. 2.

МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И КОМПЛЕКСЫ

| Ассоциация | Вулканогенные | |
|---------------------------------------|--|--|
| | Покровная фация | Жерловая фация |
| Пермская | Жантауская свита Верхняя подсвита (игнимбриты, лавы, туфы липаритового и трахилипаритового состава, слоистые туффиты, туфогравелиты) Нижняя подсвита (субщелочные базальтовые и андезитобазальтовые порфириты; в основании туфоконгломераты и песчаники) | Липаритовые и трахилипаритовые порфиры; базальтовые порфириты |
| Позднекаменноугольная — раннепермская | Архарлинская свита Игнимбриты, лавы, туфы липаритового и дацитового состава, лахаровые брекчии, туффиты, туфопесчаники, песчаники и др. | Липаритовые и дацитовые порфириты и игнимбриты |
| Средне-позднекаменноугольная | Керегетасская свита Верхняя подсвита (игнимбриты, лавы, туфы липаритового, трахилипаритового и дацитового состава, туффиты, туфопесчаники, прослойки песчаников и известняков) Нижняя подсвита (туфы и игнимбриты андезито-дацитового и дацитового состава; иногда андезитовые и андезито-базальтовые порфириты; туффиты, туфопесчаники) | Липаритовые, липарито-дацитовые и дацитовые порфиры; дацито-андезитовые порфириты |
| Среднекаменноугольная | Калмакэмельская свита Верхняя подсвита (игнимбриты, лавы, туфы липаритового и липарито-дацитового состава; реже дацитовые туфы, туффиты, туфопесчаники) Нижняя подсвита (андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и туфы; реже дацитовые туфы, а также туффиты, туфопесчаники и др.) | Липаритовые и липарито-дацитовые порфириты Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты |
| Раннекаменноугольная (визе-намюрская) | Каркаралинская свита Верхняя подсвита (липаритовые, липарито-дацитовые, дацитовые туфы, редко игнимбриты; туффиты, туфопесчаники, конгломераты и др.) Нижняя подсвита (андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и туфы; выше — переслаивание липарито-дацитовых и липаритовых туфов с туффитами и туфопесчаниками; местами базальная пачка и прослойки песчаников, конгломератов, изредка — известняков) | Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры и игнимбриты, андезитовые порфириты |

Таблица 2

ТОКРАУСКОЙ ВПАДИНЫ

| комплексы | Интрузивные комплексы | Дайковые комплексы |
|---|---|--|
| | | |
| Граносиенит- и гранитпорфиры | Кызылрайский (алякитовые и лейкократовые граниты) | Ортауский (постакча-тауский) Токрауский (доакча-тауский) (гранит-, гранодиорит-, граносиенитпорфиры, диабазовые и диоритовые порфириты) |
| Гранит-порфиры, сиенит-порфиры | Калдырминский (биотитовые лейкократовые граниты, иногда гранодиориты; гранит-порфиры) | Аюлыозекский (липаритовые, гранит-, гранодиорит-граносиенитпорфиры) |
| Гранит-порфиры, дацито-андезитовые порфириты | Кокдомбакский (гранодиориты, адамеллиты, граносиениты, а также граниты и кварцевые диориты) | Мукурский (докалдырминский) (гранит-, гранодиорит-порфиры) |
| Дацито-андезитовые и андезитовые (до диоритовых) порфириты | Топарский (гранодиориты, кварцевые диориты, граниты) | |
| Липаритовые и гранитпорфиры, андезитовые и диоритовые порфириты | Балхашский (плагиограниты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты) | Аиртасский (диабазовые порфириты, гранодиорит- и гранитпорфиры) |

Все перечисленные магматические комплексы Токрауской впадины участвуют в строении структур различного происхождения, т. е. различных категорий. Прежде всего следует отметить наиболее привычные складчатые структуры. Они развиты

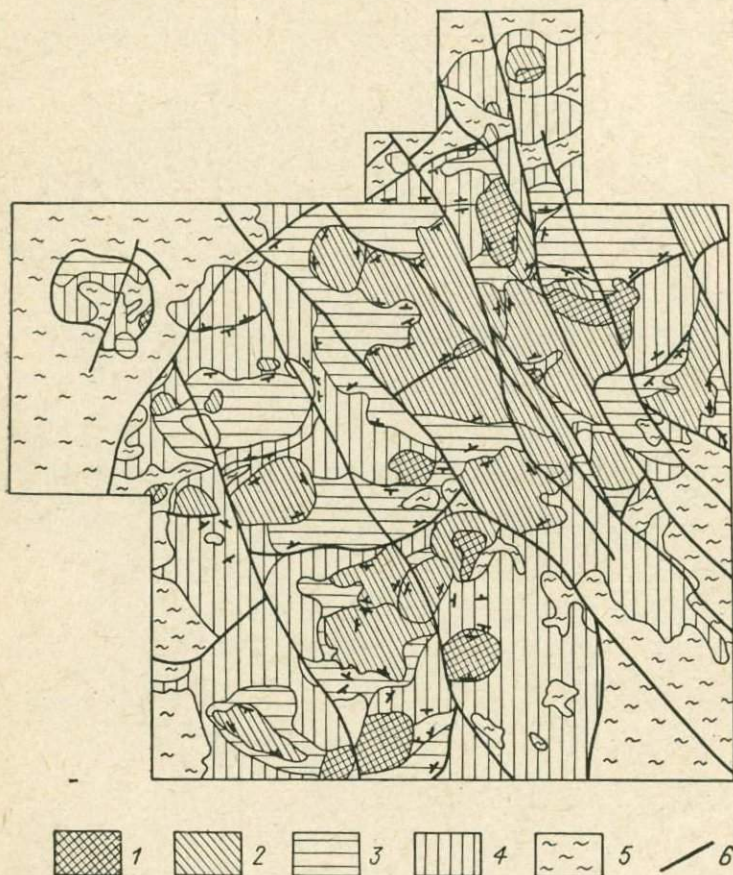


Рис. 18. Схема размещения кольцевых структур Токрауской впадины.

Типы структур: 1 — плутонический, 2 — вулканоплутонический, 3 — вулканический, 4 — допозднепалеозойские вулканогенные и интрузивные образования с реликтами структур вулканического типа; 5 — породы основания структур; 6 — разрывные нарушения.

главным образом по юго-восточной окраине Токрауской впадины, где мощность позднепалеозойских образований невелика, в связи с чем они, вероятно, и подверглись складчатым деформациям. Эти структуры имеют коробчатую форму, удлиненную вдоль ограничивающих их разломов. Как правило, отмечается некоторая асимметрия в их строении, причем более пологие

борта чаще обращены к внутренней зоне впадины. Удлиненные борта синклиналей обычно рассечены слабо изогнутыми продольными разрывами, часто состоящими из кулисообразных отрезков. Эти структуры, вероятно, были образованы под воздействием региональных горизонтально ориентированных тектонических движений в анизотропной и неоднородно деформирующейся среде. Первично-магматическая природа этих структур реставрируется с большим трудом.

Однако большую часть Токрауской впадины составляют первично-магматогенные структуры, а точнее системы разнотипных центрально-кольцевых структур (рис. 18), незначительно преобразованных или практически не искаженных последующими складчатыми дислокациями. Они, правда, нарушены широко развитыми во впадине линейными разрывными нарушениями, среди которых выделяются крупные разрывы и зоны разломов, определяющие общую блоковую структуру района, и расколы, осложняющие отдельные структуры и блоки.

Большинство структур или их систем в пределах впадины детально изучены и описаны, однако остановимся лишь на некоторых из них, расположенных в блоках с различным глубинным строением и потому имеющих несколько различный характер.

ЦЕНТРАЛЬНО-ТОКРАУСКАЯ СИСТЕМА

Разновозрастные и разнотипные центрально-кольцевые структуры этой системы расположены во внутренней части Токрауской впадины и характеризуются наиболее полно и интенсивно проявленным магматизмом. Толщи вулканитов имеют здесь значительные мощности и сопровождаются жерловой и субвулканической фациями, дайковые комплексы образуют мощные кольцевые и линейные пояса, различные по возрасту гипабиссальные интрузивы (эпизональные плутоны) обладают крупными размерами (рис. 19).

Главными элементами системы кольцевых структур в целом являются:

1) реликт длительно развивавшейся мульды, образованной вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами каркаралинской и калмакэмельской свит, пронизанными тесно связанными с ними жерловыми и субвулканическими телами (ранне- и среднекаменноугольные вулканогенные комплексы); крупная мульда осложнена более мелкими куполами и мульдами;

2) удлинено-овальные тела гранитоидов топарского комплекса, расположенные по обрамлению этой мульды или в центральных частях осложняющих ее более мелких структур (форм);

3) серия плавно (через антиклинальные перегибы) сменяющих друг друга мульд-впадин, сложенных породами керегетаской свиты, и приуроченные к ним жерловины и субвулканиче-

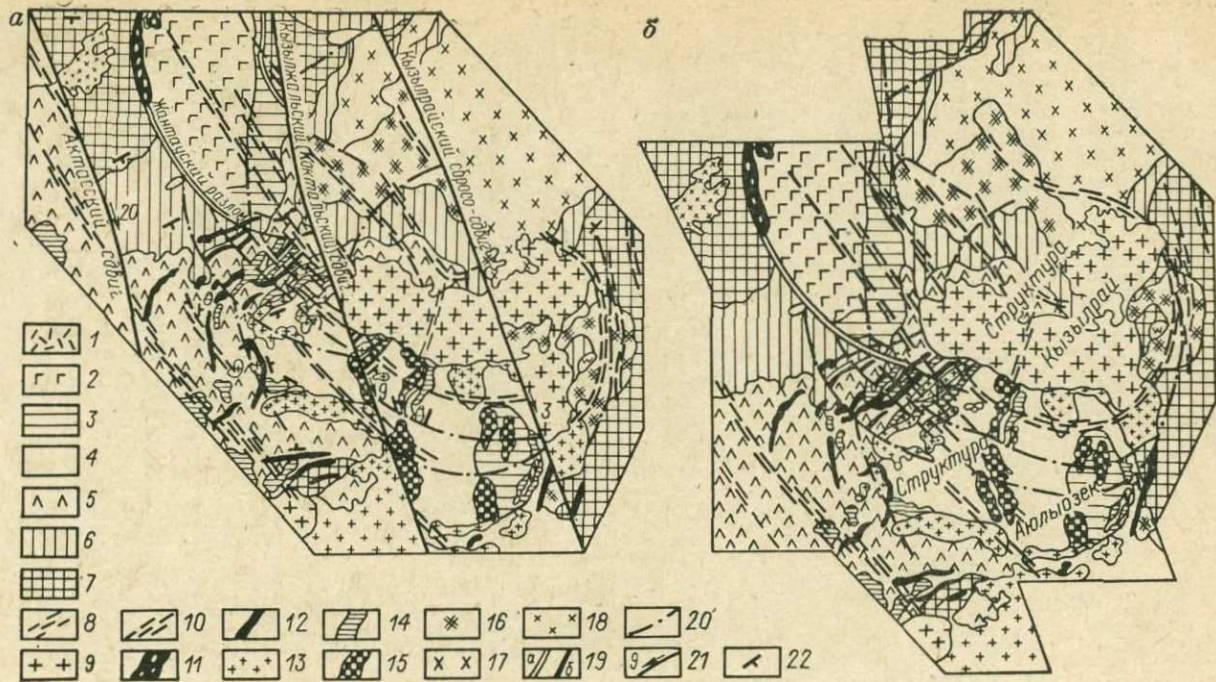


Рис. 19. Схема Центрально-Токрауской системы кольцевых структур.

Положение кольцевых структур: *a* — последвиговое, *b* — досвиговое. Кызылкиянская свита: 1 — верхняя подсвита; 2 — нижняя подсвита; 3 — архарлинская свита; керегетаская свита: 4 — верхняя подсвита, 5 — нижняя подсвита; 6 — калмакэмльская свита; 7 — каркаралинская свита; 8 — постраниепермские дайковые пояса. Кольцевая структура Кызылдрай: 9 — постраниепермские граниты; 10 — раннепермские и погранит-порфиров и граносиенит-порфиров; 11 — раннепермские жерловины. Кольцевая структура Аюлюзек: 12 — субвулканические тела микросостава, 15 — сиенит-порфиров; 13 — биотитовые граниты и гранит-порфиры; субвулканические интрузии; 14 — лав липаритового состава, 15 — сиенит-порфиров; 16 — средне-позднекаменноугольные интрузии; 17 — среднекаменноугольные интрузии; 18 — раннекаменноугольные интрузии; 19 — региональные разрывные нарушения ранне- (*a*) и постраниепермского (*b*) возраста; 20 — второстепенные разрывные нарушения; 21 — правосторонний сдвиг; 22 — элементы залегания.

ские тела преимущественно дугообразной формы (средне-позднекаменноугольный вулканогенный комплекс);

4) гранитоиды средне-позднекаменноугольного кокдомбакского комплекса, обрамляющие полукольцом сингенетичные мульды-впадины;

5) небольшие очень пологие мульды, образованные породами архарлинской свиты и вложенные во внутренние части средне-позднекаменноугольных мульд-впадин;

6) некки, субвулканические тела, дайки мукурского и аюлыозекского комплексов, полукольцевые тела гранитов калдырминского комплекса, радиальные, кольцевые и конические расколы, образующие концентрическое обрамление вокруг Аюлыозекской мульды-впадины;

7) асимметричная (типа конки) мульда-впадина, выполненная породами жантауской свиты с приуроченными к кольцевым и радиальным трещинам некками и субвулканическими телами (пермский вулканогенный комплекс);

8) интрузив аляскитовых гранитов (кызылрайский комплекс) центрального типа, прорывающий дайки кольцевых и линейных поясов и прорванный единичными дайками ортауского комплекса.

Объединение ряда структур в Центрально-Токраускую систему в значительной мере условно (за основу принята единая среднекаменноугольная структура), поскольку со всех сторон к ней примыкают аналогичные структуры.

Охарактеризуем кратко магматические образования района, чтобы в дальнейшем показать взаимосвязь между типом структуры и составом и характером магматитов.

Раннекаменноугольная вулканоплутоническая ассоциация в пределах Центрально-Токрауской системы кольцевых структур (район гор Кызылрай) представлена только вулканогенным комплексом с покровной (каркаралинская свита), жерловой и субвулканической фациями.

Различные горизонты и толщи каркаралинской свиты обнажаются в северо-западной и юго-восточной частях района (см. рис. 19) и слагают крупную (примерно 150×180 км), удлиненную в северо-восточном направлении овальную мульду. Базальные горизонты свиты в этом районе не обнажены, и породы ее плавно через антиклинальные перегибы переходят в другие структуры; иногда антиклинальные перегибы подорваны разломами. Падение пород свиты в целом центриклинальное, причем более крутое в периферических частях мульды ($15-40^\circ$ на северо-западе и $20-25^\circ$ на юго-востоке) и пологое ($10-15^\circ$) во внутренних ее частях. При общем центриклинальном падении пород иногда наблюдаются небольшие купола и мульды, осложняющие структуру.

Для каркаралинской свиты характерен разнообразный состав слагающих ее пород (от андезито-базальтов до липаритов)

и постепенная смена преимущественно средних по составу лав и пирокластиков в нижней части разреза кислыми — в верхней. Кроме того, в составе свиты постоянно присутствуют вулканогенно-осадочные пачки, особенно характерные для низов разреза свиты северо-западные части района. По характеру разреза свита условно разделена на 2 подсвиты.

Наиболее полно разрез нижней подсвиты северо-западной части района иллюстрирует сводная колонка по разрезам III—V, VIII, IX (рис. 20). Здесь наблюдается переслаивание андезитовых, реже андезито-базальтовых порфиритов и их туфов с туфами и туффитами дацитового, реже липаритового состава. В небольшом количестве присутствуют песчаники, алевролиты, пелитоморфные известняки. Мощность образований нижней подсвиты в этой части структуры около 1500 м, однако такой характер разреза не является постоянным. Одни горизонты по простиранию быстро выклиниваются, другие приобретают значительную мощность. В юго-восточной части района (см. рис. 20, разрез XVIII) осадочные породы полностью отсутствуют и разрез представляет собой переслаивание андезитовых порфиритов и их туфов с туфами и туффитами липаритового и дацитового состава. В этой части структуры мощность нижней подсвиты составляет около 700 м.

Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты каркаралинской свиты — плотные массивные породы темного зеленовато-серого цвета, порфиновые с гиалопелитовой основной массой. Порфиновые выделения, составляющие 10—20% породы, представлены плагиоклазом, реже пироксеном и роговой обманкой с размерами зерен 0,8—1,5 мм. Плагиоклаз присутствует в виде таблитчатых часто зональных зерен (от № 46 до 65) со степенью упорядоченности 0,6—0,8, $2V = +76^\circ$ и альбитовым законом двойникования. Пироксен и роговая обманка представляют собой реликтовые минералы в актинолит-хлорит-эпидотовой массе. Биотит встречается редко, обычно хлоритизирован. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит и циркон (включен в роговую обманку).

В туфах того же состава находятся осколки плагиоклаза (№ 28—40, степень упорядоченности 0,7—0,4, $2V = -84^\circ$, законы двойникования альбит-карлсбадский и альбит-эстерельский) и темноцветных минералов (нацело замещенных актинолитом и хлоритом), погруженных во вторично-микропойкилитовую связующую массу с реликтовой пепловой структурой. В агломератовых разновидностях туфов до 30—60% породы составляют обломки различных пород.

Туфы дацитового состава (витро-кристаллокластические и литовитро-кристаллокластические) — коричневатые-серые породы, состоящие из обломков кристаллов (кварц, олигоклаз, роговая обманка, биотит), пород (андезитовых порфиритов, липаритовых и дацитовых туфов), девитрифицированного стекла и пеп-

ловых частиц. Связующая масса имеет вторично-фельзитовую или микропойкилитовую структуру с реликтовой витро-кластической.

Из пород липаритового состава в нижней подсвите наиболее широко развиты кристаллокластические туфы — плотные, массивные, светлые желтовато- или зеленовато-серые, иногда белые породы. Состоят они на 40—60% из обломков кристаллов и реликтовой пепловой связующей массы. Среди обломков кристаллов отмечаются кварц, альбит-олигоклаз, калинатровый полевой шпат и биотит. Туффиты дацитового и липаритового составов — плотные массивные или слабослоистые породы с лито-кристалло-витрокластической алевропелитовой структурой; связующая масса — пепловая с примесью пелитового материала. Обломки окатаны слабо и представлены кварцем, плагиоклазом, биотитом, калинатровым полевым шпатом (для липаритовых разновидностей) и роговой обманкой (для дацитовых), андезитовыми порфиритами и туфами андезитового и дацитового состава.

Из туфогенно-осадочных пород для нижней подсвиты наиболее характерны туфопесчаники. Структура пород псаммитовая, цемент соприкосновения. Сложены породы окатанными и полуокатанными обломками плагиоклаза, реже калинатрового полевого шпата и кварца; иногда присутствуют обломки кислых туфов. Связующая масса глинистая с примесью пеплового материала.

Верхняя подсвита каркаралинской свиты занимает внутреннюю часть мульды и лежит на нижней в целом согласно. Породы падают к центру мульды довольно полого — 10—15°. Значительная часть этой подсвиты перекрыта более молодыми образованиями, и она обнажена главным образом в северо-западной и юго-восточной частях структуры.

В северо-западной части разрез подсвиты наиболее разнообразен и представляет собой переслаивание туфов липаритового, липарит-дацитового, реже дацитового состава с прослоями туффитов того же состава; по простираанию разрезы не выдержаны, мощность в среднем около 750 м. В юго-восточной части структуры верхняя подсвита более однообразна и представляет собой мощную толщу агломератовых липаритовых туфов с редкими прослоями липарит-дацитовых туфов и туффитов. Здесь мощность подсвиты около 600 м.

Среди туфов липаритового состава (плотных, массивных) отмечаются витро-кристаллокластические и лито-витро-кристаллокластические разновидности. Породы характеризуются преобладанием плагиоклаза над калинатровым полевым шпатом при значительном количестве кварца и небольшом содержании биотита; изредка отмечаются базокварцевые разновидности. Плагиоклаз этих туфов — альбит (№ 2—8) — сдвойникован по альбитовому и карлсбадскому законам, $2V = 78 \div 84^\circ$. Калинат-

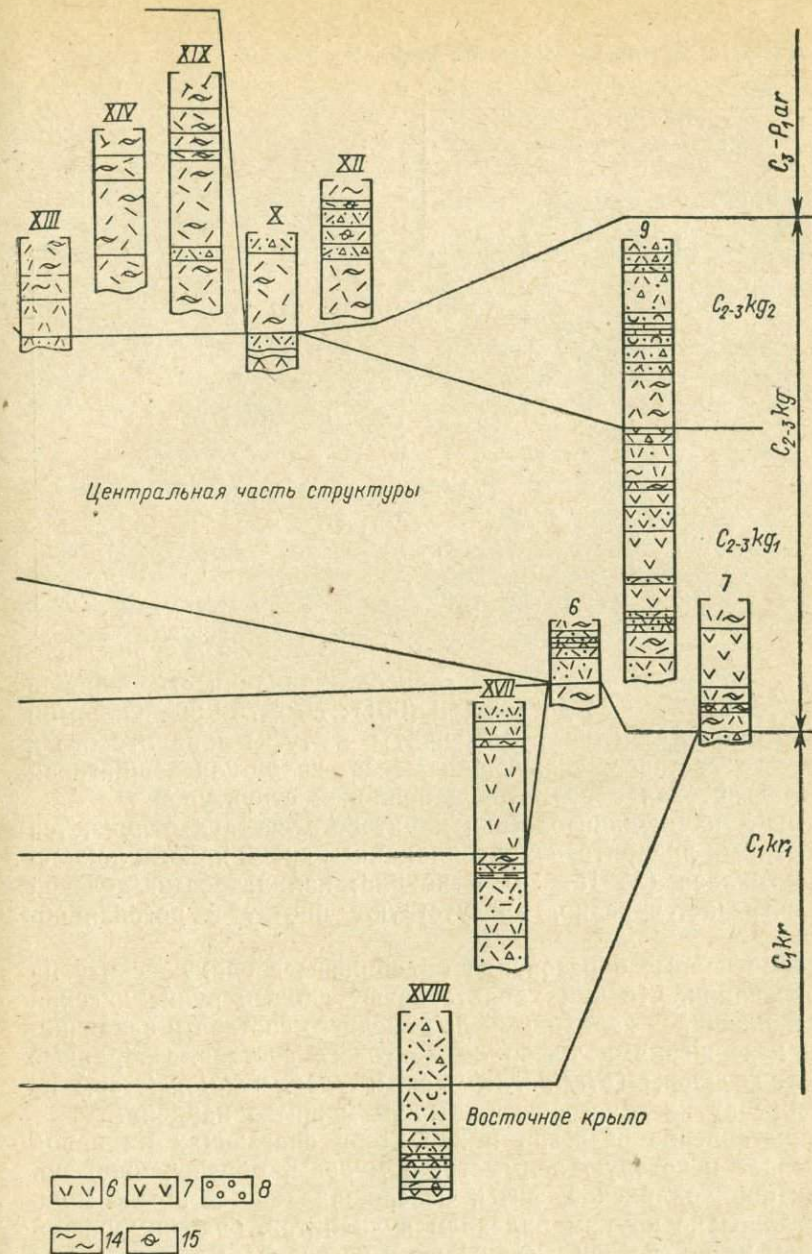
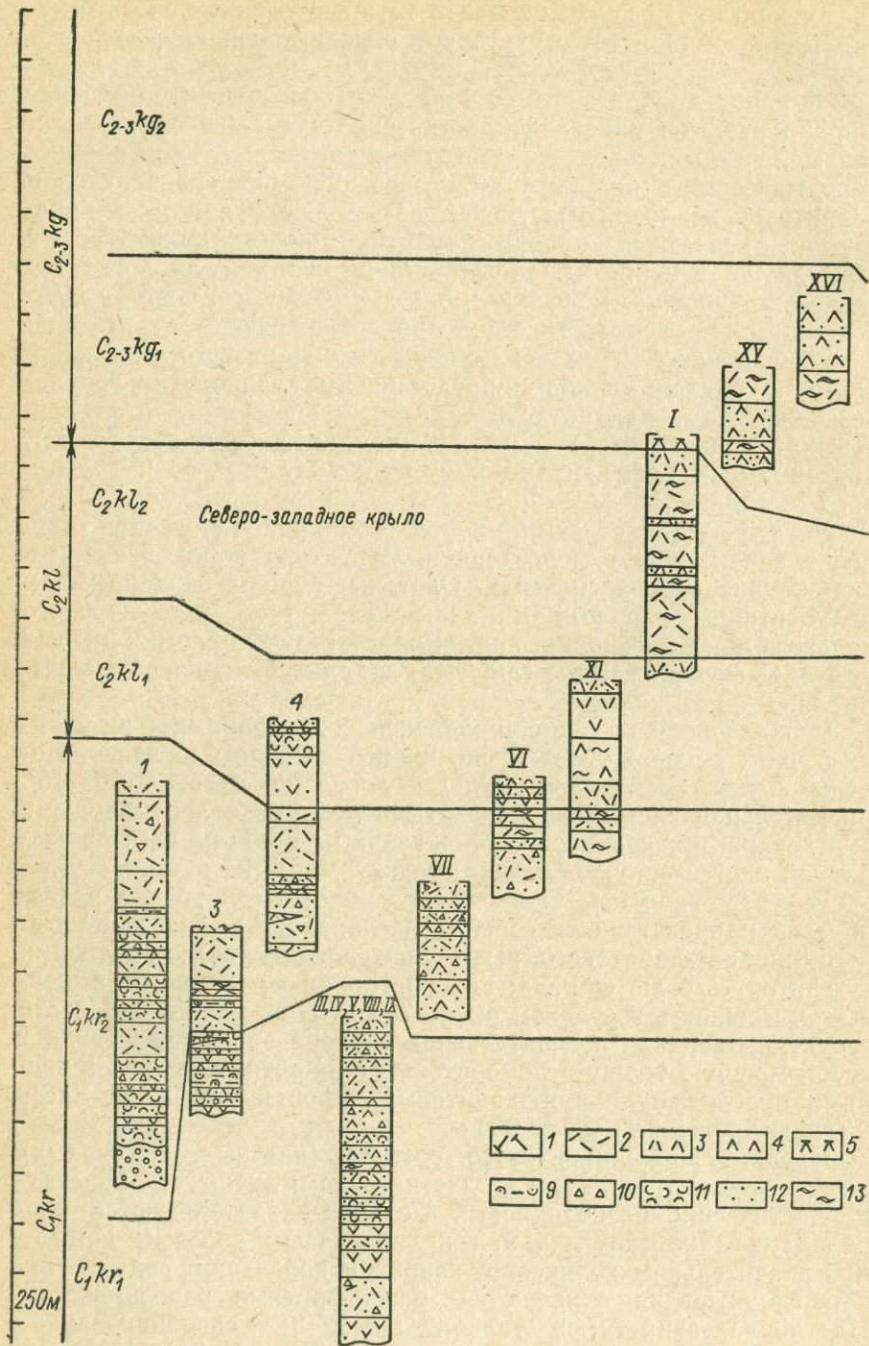
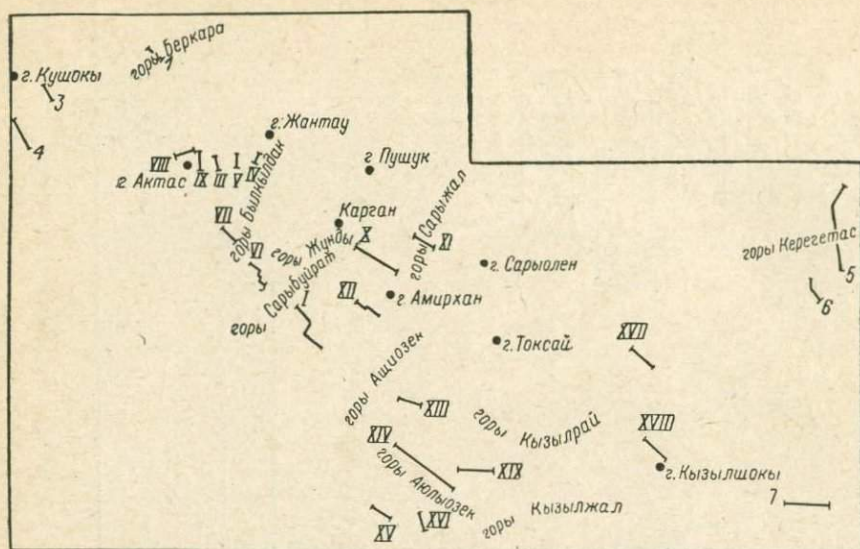


Рис. 20. Сопоставление разрезов вулканитов Центрально-Токрауской системы кольцевых структур (схему расположения разрезов см. на с. 64).

1 — трахилипариты; 2 — липариты; 3 — липарито-дациты; 4 — дациты; 5 — трахидациты; 6 — дацито-андезиты; 7 — андезиты; 8 — конгломераты; 9 — туфоаргиллиты; 10 — агломераты; 11 — туффиты; 12 — туфы; 13 — игнимбриты; 14 — лавы и игниспумиты; 15 — сферолоиды.



ровый полевой шпат имеет степень триклинности, равную 0,62—0,90, $2V$ от -64 до -84 , $\perp(001): Ng = 75 \div 80^\circ$. Обломки пород — это андезитовые порфириды и туфы липаритового и дацитового составов, связующая масса кварц-полевешпатовая микрофельзитовая с реликтовой пепловой структурой.

Туфы липарит-дацитового и дацитового состава отличаются от описанных липаритовых преобладанием среди кристаллокластов олигоклаза (№ 15—18) и кварца; калинатровый полевой шпат встречается редко, присутствуют биотит и роговая обманка.

Рассмотренные образования объединены в единую свиту на том основании, что они характеризуют единый вулканический ритм, начавшийся излияниями лав среднего состава и закончившийся извержениями туфов липаритового состава. Собранные отпечатки флоры (*Pteridorachis* sp. и *Noeggerathopsis* sp.) не противоречат их отнесению к верхам нижнего карбона.

Сопоставление разрезов и характера слагающих их пород показывает некоторую асимметрию мульды, образованной породами каркаралинской свиты. Северо-западное ее крыло мощное, с довольно крутым падением вулканитов, большим разнообразием их по составу и структуре и постоянным присутствием осадочных пород; юго-восточное крыло сложено только вулканогенными пачками при более пологом их залегании.

Наряду с покровными фациями к раннекаменноугольному вулканогенному комплексу отнесены жерловые и субвулканические образования.

К жерловой фации отнесены породы, слагающие целый ряд неков, фиксирующих центры вулканических извержений. Наиболее крупный реликтовый вулканический аппарат отмечен на севере территории. Жерло его выполнено агломератовыми спекшимися туфами, отличающимися в отдельных частях от пород покровной фации лишь количеством и размерами обломочного материала (глыбы достигают 0,5 м в диаметре) и непостоянством элементов залегания (по фьямме), среди которых в жерловине преобладают крутые; характерна также столбчатая отдельность.

К субвулканической фации комплекса отнесены штоки андезитовых — диоритовых порфиритов и липаритовых порфиров — микрогранит-порфиров, отмеченные также в северо-западной части структуры. Размеры их невелики (наиболее крупные до 250—300 м). Формы тел в плане эллипсоидальные, часто неправильные с извилистыми контурами; контакты четкие, крутые. Слагающих их породы массивные или флюидальные, структура пород порфировая или порфировидная. Все перечисленные признаки позволяют относить эти образования к субвулканическим, слагающим корневые части вулканических аппаратов.

Среднекаменноугольная вулкано-плутоническая ассоциация в пределах Центрально-Токрауской системы кольцевых структур объединяет вулканогенный (покровная, жерловая и субвулканическая фации) и топарский интрузивный (плутонический) комплексы.

Покровная фация вулкаников (калмакэмельская свита) развита широко и практически выполняет всю внутреннюю часть раннекаменноугольной мульды, частично унаследовав ее очертания. Вулканики в значительной мере перекрыты более молодыми образованиями, в связи с чем в современном эрозионном срезе различные горизонты и толщи образуют кольцо (диаметр мульды около 50 км, ширина кольца на отдельных участках от 5 до 10 км), внешнее по отношению к вышележащим породам (на приведенном рис. 19 отражены лишь северо-западная и юго-восточная части этого кольца).

В целом залегание пород калмакэмельской свиты характеризуется падением по направлению к внутренней части структуры под углами от 30 до 10°, которое в отдельных случаях нарушается существованием более мелких структур-форм: Сарюленской обособленной мульды на северо-востоке, Саулинского купола на юго-западе и др. Общая мощность свиты около 1500 м, по составу слагающих ее пород она также разделена на 2 подсвиты. В нижнюю объединены плотные темно-серые витрокристаллокластические туфы дацито-андезитового состава. Как правило, обломки пород в этих туфах отсутствуют, и лишь в основании свиты иногда отмечаются агломератовые разновидности. Изредка встречаются прослои дацито-андезитовых пор-

фиритов, дацитовые порфиры, линзы туфогенно-осадочных пород.

Наиболее типичные для подсвиты витро-кристаллокластические спекшиеся туфы дацито-андезитового состава характеризуются количественным преобладанием пирокластов (до 60%) над связующей массой. Преобладает среди порфирокластов плагиоклаз (андезин, олигоклаз-андезин), в небольшом количестве присутствуют темноцветные минералы (авгит, биотит, роговая обманка), изредка отмечается кварц. Размер зерен 2—3 мм. Связующая масса породы — тонкий буроватый слабо дву-преломляющий пирокластический материал, обычно перекристаллизованный в микрофельзитовый, реже микропойкилитовый агрегат кварц-полевошпатового состава, местами сохранивший признаки текстуры течения. На фоне перекристаллизованной массы иногда по контурам неравномерно расположенной тонкой рудной пыли устанавливаются пепловые частицы. Очень характерны для этих пород гомеогенные алломорфные кристаллическизернистые включения, имеющие уплощенную (5×2 см) форму.

Дацито-андезитовые порфиры — серые и лиловато-серые породы с порфировой структурой. Вкрапленники составляют до 40% и представлены теми же минералами (плагиоклаз № 46, $2V = +84^\circ$, закон двойникования альбитовый, карлсбадский, альбит-эстерельский; авгит; биотит; роговая обманка), что и в туфах.

В дацитовых порфирах калмакэмельской свиты четко проявлена флюиальность. Плагиоклаз вкрапленников № 25—30, сильно измененные роговая обманка и биотит иногда образуют гломеропорфировые скопления; иногда во вкрапленниках встречается также кварц. Связующая масса кварц-полевошпатовая микропойкилитовая.

Верхняя подсвита калмакэмельской свиты объединяет агломератовые спекшиеся туфы и игнимбриты липаритового и липарит-дацитового состава, в подчиненных количествах присутствуют лавы и туфы того же состава. Различные покровы устанавливаются по количественным соотношениям, размерам и формам фьямме и фенокристаллов полевых шпатов, по отсутствию или наличию фенокристаллов кварца или обломков пород и некоторым другим признакам.

Спекшиеся туфы и игнимбриты — плотные породы коричневого или фиолетового цвета. Кристаллокласты плагиоклаза, кварца, калинатрового полевого шпата и биотита составляют до 15% породы. Плагиоклаз (№ 18—28) присутствует в виде мелких единичных зерен, сдвойникованных по альбитовому закону; вокруг них иногда наблюдаются каймы калинатрового полевого шпата. Калинатровый полевой шпат — низкий санидин ($2V = -28^\circ$), редко ортоклаз ($2V = -54^\circ$) — образует зерна неправильной формы, изредка сдвойникованные по бавенскому

закону. Кварц отмечается оскольчатый и оплавленный, размер его зерен 0,4—1 мм. Биотит — единичные чешуйки извилистых очертаний, аксессуарные минералы — магнетит, апатит. Связующая масса породы кварц-полевошпатовая со вторичными микропйкилитовой, реже микрофельзитовой и сферолитовой структурой, на отдельных участках наблюдаются расположенные субпараллельно рогульки стекла.

В целом в калмакэмельскую свиту в районе гор Кызылрай объединены вулканиты, постепенно изменяющиеся (во времени) по составу от андезито-дацитов до липаритов и являющиеся результатом извержений определенного характера, обусловивших накопление широких полей спекшихся туфов и игнимбри-тов. Среднекаменноугольный их возраст подтверждается находкой пеллеципод в осадочной линзе основания свиты, которые отнесены В. А. Муромцевой к виду *Mrassiella cf. magniforma* R a. g., характерному для мазуровской подсвиты Кузнецкого бассейна.

Центры излияний и извержений для вулканизма среднего карбона достоверно не установлены. Однако большие площади развития пород калмакэмельской свиты и характер вулканитов дают возможность предположить, что вулканизм этого времени был связан с существованием щитообразных вулканов, а также с излияниями и извержениями центрального типа вдоль кольцевых трещин.

К жерловой фации среднекаменноугольного вулканогенного комплекса отнесены породы, слагающие, например, неск Сауле — изометричное по форме тело, расположенное на юго-западе структуры в центре Саулинского купола. Диаметр его около 2 км, контакты с вмещающими породами крутые. Сложен неск породами лавового облика липарит-дацитового состава с отчетливо выраженной флюиальностью; иногда отмечаются брекчиевые и агломератовые лавы. В целом породы жерловой фации практически не отличаются от аналогичных покровных образований.

Породы субвулканической фации, комагматичные покровам калмакэмельской свиты, слагают целый ряд тел в северо-западной части структуры, образующих дугообразную полосу северо-восточного простирания. Скорее всего, эти тела фиксируют здесь кольцевую ослабленную зону протяженностью около 25 км. В юго-восточной части структуры они образуют цепочку тел северо-восточного простирания. Форма тел очень разнообразна — штоки, лакколиты, силлы, дайки и тела неправильной формы; размеры также различны: от 5×3 км для лакколитов до 1×0,5 км — для штоков.

Субвулканические тела сложены андезитовыми (до диоритовых) и андезито-дацитовыми порфиритами плотного массивного сложения. Иногда в них выражена директивная текстура — трахитоидность; в таких случаях устанавливается крутое залегание

пород с углами падения 50—80°. Структура пород порфировая до порфировидной. В порфировых выделениях находятся плагиоклаз (андезин и часто зональный лабрадор → олигоклаз), амфибол, пироксен и биотит. Все темноцветные минералы устанавливаются в виде реликтов среди актинолит-хлорит-эпидотовой массы. Основная масса породы в зависимости от состава имеет микролитовую, гиалопелитовую и микропойкилитовую структуры. Слагающими ее минералами являются олигоклаз, биотит, кварц, редко калинатровый полевой шпат. Из акцессорных минералов отмечены апатит, магнетит, реже сфен, циркон.

С описанными субвулканическими телами тесно сопряжены массивы вторичных кварцитов.

Как образования каркаралинской и калмакэмельской свит, так и связанные с ними субвулканические тела прорваны гранитоидами топарского комплекса. Они слагают 3 крупных массива, тяготеющие к обрамлению среднекаменноугольной вулканогенной мульды. Массивы, расположенные на северо-западе и юго-востоке структуры, имеют вытянутую в северо-восточном направлении форму и приурочены в общем к антиклинальным перегибам между Центрально-Токрауской системой и примыкающими к ней структурами; массив, расположенный в северо-восточной части района (Сарьюлен), имеет форму, близкую к изометричной, и тяготеет к центральной части одноименной структуры более мелкого порядка; осложняющей среднекаменноугольную мульду.

Контакты интрузивов обычно падают под вмещающие породы под углом 30—50°, изредка наблюдается их вертикальное падение. Все интрузивы имеют многофазное строение, причем первая фаза, или фаза начальных внедрений, объединяет порфировидные средне-мелкозернистые кварцевые диориты, распространенные незначительно. Преобладающим развитием пользуется вторая главная фаза — порфировидные гранитоиды, реже сиенито-диориты, адамеллиты. И, наконец, к третьей фазе отнесены роговообманково-биотитовые граниты.

Несколько отличным по положению и составу является массив Сарьюлен. Он залегает исключительно среди пород комагматичной калмакэмельской свиты, слагающих на этом участке пологую мульду. Тесная пространственная сопряженность и структурная взаимосвязь витро-кристаллокластических туфов и лав с породами интрузии и их некоторое внешнее сходство, особенно пород эндоконтактной фации интрузии с субвулканическими и жерловыми образованиями, наличие в покровных вулканах гомеогенных алломорфных включений интрузивного облика, близость составов и, наконец, их геохимическое родство свидетельствуют о тесной связи между излившимися и застывшими на глубине породами, о их комагматичности при относительно более молодом возрасте интрузий.

На отдельных контактовых участках интрузивного массива с комагматичными вулканитами отмечена маломощная зона контактового метаморфизма, выраженного в виде слабого окварцевания, эпидотизации и хлоритизации, как правило, без перестройки структуры пород. Контакт интрузии с вмещающими породами обычно четкий, но иногда переход от экзоконтактовой зоны к эндоконтактовой из-за сходства пород едва уловим.

Внутреннее строение массива сложное. Состав слагающих его пород характеризуется частой и быстрой незакономерной сменой одного типа другим. Породы массивны, обладают меланократовым такситовым обликом с кучным или пятнистым шпирообразным распределением минералов. Характерны порфириовидные структуры с частой сменой также и зернистости. Обычным является присутствие ксенолитов (описание их дано ниже), размер которых колеблется от долей сантиметра до 15—20 см.

Форма ксенолитов разнообразна, но чаще овальная или полуовальная, какой-либо ориентировки в их расположении не наблюдалось. Относительно меланократовым разновидностям пород интрузива свойственно большое количество ксенолитов и меньшая степень их переработки; возле ксенолитов породы имеют более темную окраску и неоднородную структуру.

Установлено, что среднекаменноугольный интрузив Сарыюлен сформирован, как и другие, тоже в 3 фазы, но состав их несколько различный. В первую объединены сиенито-диориты — кварцевые диориты (иногда до монцонитов в эндоконтактовых зонах), позднее внедрились кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты, реже гранодиориты; к третьей фазе отнесены адамеллиты — роговообманково-биотитовые граниты и гранит-порфиры. Двойные названия пород каждой фазы отражают их колеблющийся состав в пределах крайних членов; выделение же фаз основано на геологических взаимоотношениях и различиях в составе, структурах, текстурах и степени раскристаллизованности.

Возраст интрузивного комплекса в целом определяется его комагматичностью с вулканитами среднекаменноугольной (калмакэмельской) свиты при относительной молодости интрузивных пород, прорывающих покровы. Кроме того, массив Сарыюлен в южной части прорван гранодиоритами — адамеллитами (Южный Сарыюлен) средне-позднекаменноугольного кокдомбакского комплекса.

Породы первой фазы рассматриваемого комплекса — сиенито-диориты, кварцевые диориты до кварцевых сиенито-диоритов и монцонитов — слагают небольшие участки в периферических и приконтактовых частях интрузива. Это плотные темно-серые или зеленовато-черные мелкозернистые породы с порфириовидной структурой; в контакте с вмещающими породами иногда проявлены следы течения. Сложены они плагиоклазом — андезином

(38—40%), каликатровым полевым шпатом (29—35%), кварцем (5—8%), темноцветными минералами (амфибол, пироксен, биотит — 15—25%). Акцессорные минералы (титаномагнетит, циркон, апатит, редко сфен) составляют от 2 до 4%. Структура пород призматическизернистая, реже пойкилитовая с переходами к диабазовой.

Породы второй, главной, фазы — кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты и гранодиориты характеризуются неравномерным, пятнистым распределением темноцветных минералов и присутствием ксенолитов. Цвет пород меняется от темно-серого до серого, иногда розовато-серого. Структура пород порфирированная с мелкозернистой до микрозернистой основной массой. В порфировых выделениях находятся плагиоклаз, пироксен, биотит и роговая обманка размером 1—3 мм. Кварц и калиевый полевой шпат составляют мелко- и крупнозернистую основную массу породы; из акцессорных минералов встречены титаномагнетит, циркон, апатит, редко сфен; вторичные — хлорит, эпидот, клиноцоизит, карбонат, альбит, серицит.

Наблюдаются значительные колебания в количественных соотношениях главных минералов (табл. 3), что обуславливает постепенные переходы от кварцевых сиенито-диоритов до адамеллитов и гранодиоритов. Общей особенностью пород является их относительная лейкократовость: суммарное содержание темноцветных минералов обычно не превышает 25% и лишь в участках, значительно контаминированных ксенолитами, повышается до 30%. Содержание кварца колеблется от 5 до 12—13%, что вполне отвечает содержанию последнего в кварцевых сиенито-диоритах (часть кварца в породе является вторичной). Плагиоклаз и калиевый полевой шпат находятся почти в равных количествах с некоторым преобладанием первого.

Зональные кристаллы плагиоклаза размером 1,5—2 мм принадлежат андезину — андезин-лабрадору (№ 43—45). Они имеют удлиненно-таблитчатую форму и полисинтетически сдвойникованы.

С мелкозернистой основной массой плагиоклаз фенокристаллов имеет часто хорошо выраженные реакционные взаимоотношения и содержит мелкие включения пироксена, биотита, апатита. Он довольно свежий в центральных частях крупных кристаллов и частично альбитизирован, серицитизирован, пелитизирован в краях, мелкие кристаллы замещены нацело вторичными продуктами.

Пироксен порфировых выделений присутствует в породе постоянно в виде хорошо ограненных призматических кристаллов размером до 2—3 мм. Очень редко он встречается в мелких зернах и мелкозернистой основной массе. Обычно пироксен бесцветен, реже имеет слабо-зеленоватый цвет, по оптическим свойствам [$cNg=40^\circ$, $2V=+58^\circ$ (\times), $Ng-Np=0,026$, $Ng=1,713$,

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ
СИЕНИТО-ДИОРИТОВ — КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТО-ДИОРИТОВ — АДАМЕЛЛИТОВ
ОБ. %

| Минерал | 4940а | 4293 | 1441 | 421 | 5048 | IX |
|-----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Плагиоклаз | 39,5 | 39,0 | 38,6 | 37,8 | 37,4 | 45,0 |
| Существенно калиевый полевой шпат | 36,4 | 29,5 | 29,6 | 27,6 | 32,9 | 25,9 |
| Кварц | 8,3 | 4,9 | 8,3 | 9,4 | 11,3 | 14,5 |
| Пироксен | 6,4 | 11,3 | 9,9 | 11,0 | 10,2 | 1,6 |
| Амфибол, биотит, хлорит | 7,0 | 12,0 | 9,8 | 12,3 | 5,9 | 11,4 |
| Акцессорные минералы | 2,4 | 3,3 | 3,8 | 1,9 | 2,3 | 1,6 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

| Минерал | VIII | 5015 | 2840 | 1433 | 1415 | 1433а |
|-----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Плагиоклаз | 39,9 | 57,7 | 33,4 | 37,3 | 35,9 | 37,9 |
| Существенно калиевый полевой шпат | 28,5 | 34,1 | 27,5 | 27,4 | 30,1 | 33,7 |
| Кварц | 14,5 | 15,2 | 15,3 | 15,6 | 16,0 | 16,7 |
| Пироксен | 6,5 | 4,8 | 5,2 | 5,0 | 4,9 | 3,4 |
| Амфибол, биотит, хлорит | 8,9 | 5,4 | 15,5 | 11,1 | 10,6 | 5,3 |
| Акцессорные минералы | 1,6 | 2,8 | 3,1 | 3,6 | 2,5 | 3,0 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

$Np=1,690$] отвечает авгиту. Наблюдаются случаи замещения авгита зеленым амфиболом по краям кристаллов в виде кайм или пятен. В тесной связи с пироксеном находятся выделения рудного минерала, реже апатита и сфена.

Биотит образует удлиненные идиомерфные пластинки, часто деформированные, изогнутые, плеохроирующие в темно-бурых и светло-желтых тонах. Отмечаются 2 генерации биотита: одна образует самостоятельные хорошо ограненные пластинки, другая — ксеноморфная — выполняет промежутки между кварцем и калиевым полевым шпатом. В последнем случае биотит обычно полуразложен с выделением рудного минерала и сфена по спайности; наблюдается его опацизация, хлоритизация, реже эпидотизация.

Амфибол с плеохроизмом от буровато-зеленого до светло-бурого присутствует в породе непостоянно и в небольших количествах, образуя призматические кристаллы с изрезанными окончаниями. По оптическим свойствам он отвечает обыкновенной роговой обманке. Из вторичных минералов по нему развивается хлорит, биотит.

Калиевый полевой шпат в порфириновых выделениях не встречается. Он образует мелкие интенсивно пелитизированные зерна. Кварц, как и калиевый полевой шпат, встречается только в основной массе, образуя гипидоморфнозернистый агрегат. Мелкозернистая основная масса составляет от 40 до 50% породы.

В качестве аксессуарных минералов присутствуют титаномагнетит, циркон, апатит, редко сфен.

Породы третьей фазы комплекса — биотит-роговообманковые граниты и адамеллиты — слагают мелкие внутриинтрузивные тела небольшой мощности, расположенные по крутым и пологим трещинам интрузива. Это серовато-розовые или ярко-розовые породы, слабо порфириовидные (10—15%), причем в порфириовидных выделениях обычен плагиоклаз (олигоклаз-андезин). Более кислый плагиоклаз (олигоклаз) составляет также значительную часть мелкозернистой массы, образуя идиоморфные таблички размером 0,1—0,3 мм. Калинатровый полевой шпат (30—35%) заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и кварца. Последний образует округлые зерна и составляет 35—40% породы, биотит и роговая обманка — не более 5% породы, аксессуарные минералы, аналогичные таковым главной фазы, — до 1%. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Ксенолиты являются постоянным элементом пород, которые на отдельных участках настолько богаты ими, что приобретают облик эруптивной брекчии. Размеры ксенолитов весьма разнообразны: от 1—1,5 до 20—30 см, в отдельных случаях отмечались и более крупные. Форма их также разнообразна, но чаще овальная, полуовальная. Ориентировка в расположении ксенолитов обычно отсутствует, однако в некоторых участках вблизи контакта интрузии с вмещающими кристаллотуфами она близка к элементам залегания последних.

Среди ксенолитов различаются породы вмещающих толщ и интрузивные основного — среднего состава, не отмеченные в данном регионе. Первые — трахиандезитовые туфы — встречались только вблизи контакта интрузива. Они превращены обычно в плагиоклаз-хлорит-эпидот-кварцевый агрегат, и сохраняется лишь обломочный характер первичной структуры. Обломки липаритовых туфов почти не изменены, что, вероятно, объясняется близостью их по составу к интрузивным породам.

Наиболее обильны ксенолиты, по составу и реликтовым структурам близкие к диабазам — дноритам. Они имеют массивное строение, мелкозернистую, иногда слабо порфириовидную

структуру; степень измененности их различна. В менее измененных разновидностях устанавливается офитовая структура, а с переходом в более светлые и крупнозернистые разновидности постепенно начинает преобладать гранобластическая. Главными компонентами пород слабо измененных ксенолитов являются плагиоклаз, пироксен-авгит, ромбический пироксен, амфибол; второстепенными — кварц, калиевый полевой шпат, биотит, хлорит, серицит, эпидот. Характерно высокое содержание темноцветных минералов и значительное количество апатита, сфена и рудных минералов.

Более измененные породы обогащены щелочным полевым шпатом и кварцем; в них более четко проявляются реакционные и метасоматические процессы (образование кайм кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата вокруг плагиоклаза исходных пород, замещение пироксена амфиболом, амфибола биотитом и т. д.), приводящие к перегруппировке материала и образованию шлировидных включений, а затем и полному превращению в однородную породу. Шлировидные образования, имеющие оплавленные контуры, а иногда пятна с расплывчатыми, неясными очертаниями, распределены неравномерно, но присутствуют во всех разновидностях пород интрузии, что свидетельствует о загрязнении гранитной магмы основными породами и незаконченных процессах ассимиляции. Интенсивность измененности ксенолитов закономерно увеличивается с переходом от первой фазы, где можно наблюдать почти совсем неизменные обломки, к третьей, где они сохраняются лишь в виде широкообразных выделений и количество их незначительно.

Суммируя всю совокупность явлений, которые определяют характер пород, слагающих массив Сарыюлен, можно отметить характерные особенности: такситовое строение, неоднородность состава, постепенные и резкие переходы одних пород в другие, изменения структур от среднелкозернистых резко порфиоровидных до равномернозернистых с кучным или пятнистым распределением минералов, быстрые переходы по степени раскрытости пород и количественные колебания минералогического состава с переходами от лейкократовых разновидностей к меланократовым.

Особенностями минералогического состава пород являются необычные сочетания минералов: среди темноцветных — моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита; среди лейкократовых — лабрадора, андезина, олигоклаза, кварца и калинатрового полевого шпата.

В породах содержится значительное количество аксессуарных минералов (2,5—4%), представленных главным образом титаномагнетитом, цирконом, апатитом, сфеном. В протоличных пробах из пород первой фазы внедрения установлен гранат. Интересно широкое развитие в породах пойкилитовых, реакционных и регенерационных структур. Пойкилитовые структуры выра-

жены многочисленными включениями плагиоклаза, биотита, апатита и рудного минерала в пироксене; пироксена, апатита и биотита в плагиоклазе; зернами плагиоклаза и пироксена в кварце и т. д. Реакционные и регенерационные структуры проявлены в обрастании резорбированных кристаллов более основного плагиоклаза кислым, калинатовым полевым шпатом или микропегматитовым агрегатом; появлением в плагиоклазах наряду с нормальной зональностью обратной или ритмичной. Пироксен часто обрастает каймами амфибола, биотит — каймами рудного минерала, сфена, хлорита и т. д.

Очень важным признаком пород является наличие ксенолитов или шлировых образований.

Многие из перечисленных особенностей пород характерны, как отмечают С. Р. Ноколдс, А. Н. Заварицкий, В. С. Коптев-Дворников и многие другие, для гибридных пород и свидетельствуют о процессах ассимиляции и контаминации. Все признаки контаминации и гибридизма убывают от пород первой фазы внедрения к третьей почти до полного исчезновения в последней, а признаки ассимиляционных процессов возрастают в том же направлении — породы становятся более устойчивыми и равновесными как по составу, так и по структурам.

Намечается определенная общая закономерность для массива — изменение состава от первой фазы внедрения к третьей и в какой-то мере от периферии к центру с образованием ряда пород: сиенито-диориты (возможно, монцититы) — кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты — граниты.

Чтобы более наглядно подчеркнуть колебания количественно-минералогического состава пород и в то же время общую закономерность его развития, на основании подсчетов составлены диаграммы (рис. 21).

За основу взята диаграмма, предложенная Б. К. Львовым и М. П. Кетрис, в которую внесены некоторые видоизменения. Диаграмма представляет собой тетраэдр, в вершинах которого находятся кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и фемические минералы. На плоскости же изображается треугольное сечение этого тетраэдра с определенным содержанием темноцветных минералов. В вершинах этого сечения располагаются салические минералы — кварц и полевые шпаты. Горизонтальное сечение разбито на площади, каждой из которых соответствует определенная группа пород. Таким образом достигается простое и наглядное сопоставление пород различных групп, и, кроме того, графическое изображение помогает отнести к той или иной классификационной группе породы практически с любым соотношением породообразующих минералов, что особенно важно для гибридных пород.

Из диаграмм, составленных для сечений с содержаниями 20 и 10% темноцветных минералов, видно, что породы первой фазы формирования комплекса попадают в поля сиенито-диоритов

(монцонитов) и кварцевых сиенито-диоритов. Породы второго этапа формирования приурочены к основанию поля 8 и свидетельствуют о переходном составе от кварцевых сиенито-диоритов до адамеллитов. Породы третьего этапа попадают в верхнюю часть поля 8 и даже переходят в поле 3, т. е. состав колеблется от адамеллитов до нормальных гранитов.

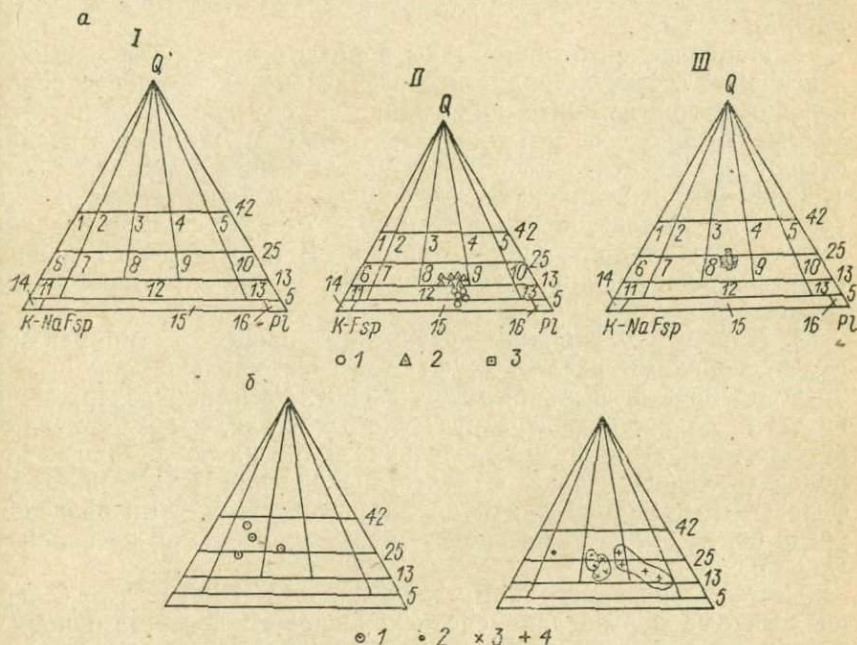


Рис. 21. Диаграммы количественно-минералогического состава пород среднекаменноугольного и средне-позднекаменноугольного интрузивных комплексов.

а — среднекаменноугольный комплекс: 1 — породы первой фазы; 2 — породы второй фазы; 3 — породы третьей фазы; б — средне-позднекаменноугольный комплекс: 1 — гранодиориты; 2 — адамеллиты; 3 — адамеллиты — граниты; 4 — граниты, существенно калиевые. Содержание темноцветных, %: 1 (исходный тетраэдр) — 0; II — 20; III — 10. Поля: 1 — калиевых гранитов; 2 — гранитов, существенно калиевых; 3 — нормальных гранитов; 4 — гранитов, существенно плагноклазовых; 5 — плагногранитов; 6 — калиевых граносиенитов; 7 — граносиенитов; 8 — адамеллитов; 9 — гранодиоритов; 10 — тоналитов; 11 — кварцевых сиенитов; 12 — кварцевых сиенито-диоритов; 13 — кварцевых диоритов; 14 — сиенитов; 15 — монцонито-сиенито-диоритов; 16 — диоритов, базальтов.

Изложенный материал, касающийся гранитоидов массива Сарыюлен, позволяет сделать следующие выводы.

1. Породы, слагающие массив, являются производными гранитной магмы, о чем свидетельствуют отсутствие среди них основных пород, насыщенность или перенасыщенность кремнекислотой, относительная их лейкократовость.

2. Разнообразие пород связано с широким развитием процессов гибридизма — контаминации и неполной ассимиляции, причем описываемый массив является примером такого типа

гибридизма, при котором породы образовались, вероятно, в результате ассимиляции кислой магмой основных пород, сохранившихся теперь только в виде ксенолитов или шлировидных образований и, вероятно, вынесенных магмой с глубины, так как подобные породы в районе не встречены. Ксенолиты значительно изменены, обогащены кремнекислотой и щелочами, а гранитная магма обогащена основными окислами — Fe_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 .

3. Наиболее контаминированы породы первой фазы массива, и основной состав ксенолитов отразился на их составе в большей мере; степень контаминированности, обусловленная поступлением постороннего материала (ксенолитов), убывает в последующих фазах почти до полного исчезновения в третьей фазе, что приводит к появлению более кислых лейкократовых пород гранитного состава, которые, видимо, и следует считать первичными, почти не контаминированными. В то же время степень ассимиляции ксенолитов увеличивается в том же направлении (от первой фазы к третьей).

4. Наряду с широким развитием процессов гибридизма между породами различных фаз массива наблюдаются черты преемственности, выражающиеся в общем высоком содержании щелочей, близости минералогического состава, а также в присутствии в каждой фазе образований, близких по составу к породам отдельных фаций в более древних или более молодых фазах. Это позволяет предположить, что источниками разнообразия пород были также процессы дифференциации, но в меньшей степени.

Помимо описанного нами интрузивного массива Сарыолен аналогичные образования среднекарбонového возраста широко распространены на территории Центрального Казахстана и отмечались под различными названиями многими исследователями.

Образование подобных комплексов, скорее всего, связано с магматическими очагами, возникающими при плавлении геосинклинального фундамента и имеющими состав гранитной эвтектики. Тектоническая активность в период поступления первых порций магмы в верхние горизонты и богатство их летучими компонентами способствовали широкому развитию процессов контаминации и ассимиляции.

Средне-позднекаменноугольная вулканоплутоническая ассоциация включает вулканогенный комплекс (покровная — керегетасская свита, жерловая и субвулканическая фации) и кокдомбакский интрузивный комплекс.

Керегетасская свита в районе гор Кызылрай развита широко и слагает ряд плавно (через антиклинальные перегибы) переходящих друг в друга изометричных мульд-впадин (см. рис. 19), представляющих собой структуры более высокого порядка по отношению к Центрально-Токрауской системе. Вулканыты керегетасской свиты в районе гор Кызылрай развита широко и слагает ряд плавно (через антиклинальные перегибы) переходящих друг в друга изометричных мульд-впадин (см. рис. 19), представляющих собой структуры более высокого порядка по отношению к Центрально-Токрауской системе. Вулканыты керегетасской свиты

гетасской свиты перекрывают породы средне-, реже раннекаменноугольного комплексов.

Нижние горизонты и толщи свиты в плане образуют кольца и полукольца различной ширины, оконтуривающие внутренние части мульды-впадин. Повсеместно наблюдается пологое, почти горизонтальное залегание пород со слабо выраженным падением к центру структур. Общая мощность свиты составляет около 2500 м. По составу отложения подразделены на 2 под-свиты.

Нижняя подсвита объединяет кристалло-витрокластические туфы дацитового, реже дацито-андезитового состава с редкими маломощными прослоями липаритовых и липарит-дацитовых игнимбригов и андезитовых порфиритов. В пределах Аюльозекской мульды, входящей в состав одноименной структуры, в низах свиты отмечен характерный горизонт трахидацитовых игнимбригов. Иногда в основании отмечаются также маломощные (10—15 м) линзы туфопесчаников, туфоконгломератов.

Наиболее распространенные в нижней подсвите дацитовые и дацито-андезитовые кристалло-витрокластические спекшиеся туфы имеют неоднородный состав. Вкрапленники и обломки кристаллов представлены плагиоклазом (№ 30—35, $2V = +80^\circ$, закон двойникования карлсбадский), в значительной мере альбитизированным, кварцем, калиевым полевым шпатом, моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом. В содержании этих минералов наблюдаются значительные колебания, размер зерен 0,5—2 мм. Связующая масса состоит из мельчайших рогулек разложенного стекла, перекристаллизованного в микропойкилитовую массу. Линзовидные фьямме сложены фельзитом.

Андезитовые порфириты характеризуются порфировой структурой с пилотакситовой связующей массой. Вкрапленники (до 50% породы) представлены андезином, моноклинным, реже ромбическим пироксеном, иногда роговой обманкой. Среди аксессуарных минералов отмечены магнетит, апатит.

Трахидацитовые игнимбриги Аюльозекской структуры представляют собой бурые, фиолетово-серые плотные породы с многочисленными (до 20—40%) зернами полевых шпатов. Структура пород игнимбриговая с хорошо выраженными следами течения. Многочисленные кристаллы имеют обломочный характер и представлены калинатровым полевым шпатом и альбитизированным плагиоклазом, первичный состав которого отвечает олигоклаз-андезину. Цветные минералы — чешуйки осветленного биотита и редкие зерна опацизированной роговой обманки. Аксессуарные минералы — апатит, сфен. Связующая масса имеет реликтовую витрокластическую структуру, перекристаллизованную в микропойкилитовую и микрофельзитовую.

Туфопесчаники основания свиты — это зеленовато-серые массивные несортированные породы. Обломки кварца, плагиоклаза,

реже калиевого полевого шпата и игнимбригов кислого состава не превышают 0,5 мм, слабо окатаны или угловатые. Цемент базальный, состоящий из глинистого материала с примесью вулканического. В туфоконгломератах, кроме того, содержится галька (до 6 см), представляющая липаритовыми игнимбригами.

Прослой липарит-дацитовых и липаритовых игнимбригов аналогичны таковым в верхней подсвете.

Верхняя подсвета кергетасской свиты представляет собой переслаивание спекшихся туфов и игнимбригов, лав и туфов липаритового, реже трахилипаритового и липарит-дацитового состава. Преобладают в верхней подсвете коричневато-серые игнимбриги с многочисленными четко выраженными фьямме. Вкрапленники составляют до 40% породы и представлены кварцем, альбит-олигоклазом, калиевым полевым шпатом и редкими чешуйками биотита. Оптическая триклинность калиевого полевого шпата колеблется от 0,42 до 0,85, $2V = -64 \div 84$, $\perp (001) : Ng = 86 \div 89$. Иногда в породе наблюдаются обломки андезитов и липаритов размером до 1,5—2 см. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен. Связующая масса состоит из рогулек стекла, иногда перекристаллизованных в микрофельзитовый агрегат. Следы течения проявлены в параллельном расположении частиц стекла и плавном обтекании ими минеральных зерен.

В целом вулканы кергетасской свиты являются, вероятно, результатом проявления единого вулканического ритма с последовательной сменой состава пород от дацитового до липаритового.

Жерловая фация средне-позднекаменноугольного вулканогенного комплекса выявлена в различных частях района гор Кызылрай. Как правило, реликты вулканических аппаратов размещаются среди покровов кергетасской свиты, тяготея к обрамлению или к центральным частям сложенных ими мульд. Иногда они наблюдаются и в более древних толщах, и тогда их отнесение к этому комплексу условно.

Большая группа наиболее крупных некков сложена породами липаритового состава. Форма их в плане изометричная или линзообразная (вдоль кольцевых трещин). Контакты с вмещающими породами извилистые, довольно четкие. Обычно некки сложены лавами, иногда кластолавами. Структура пород порфировая с микропойкилитовой, фельзитовой и гранофировой связующей массой. Выделения представлены кварцем, калина-тровым полевым шпатом, альбитом. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, сфен. Флюидальность выражена четко, часто отмечаются сферолонды. Последние иногда обнаруживают концентрически-зональное строение, причем в центральных частях наблюдается кварц-полевошпатовый агрегат (размер зерен до 5 мм) с пойкилитовой и гипидиоморфнозернистой структурой. К периферии степень кристалличности убывает. Другие сферо-

лоиды (обычно более крупные — 10—20 см) имеют «сквозную» параллельную флюиальность.

К этому же вулканогенному комплексу условно отнесены единичные мелкие некки, сложенные дацито-андезитовыми порфиридами, расположенными среди калмакэмельских пород в пределах Саулинского купола. Обнажены они плохо, форма тел неправильная. Слагающие их породы близки к соответствующим разновидностям покровной фации.

Породы субвулканической фации средне-позднекаменноугольного вулканогенного комплекса отмечены в западной части кольцевой системы. Ею сложены крупные, неправильной формы тела, ориентированные в северо-восточном направлении вдоль кольцевых расколов. Слагающими их породами являются серые и зеленовато-серые дацито-андезитовые порфириды. Структура вулканитов порфиристая с вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаз-андезина), биотита, пироксена, роговой обманки. Структура основной массы андезитовая. В пределах одного из силлов отмечены порфириды кайнотипного облика, слагающие отдельные участки среди палеотипных пород. Эти породы — черные плотные афанитовые с выделениями водно-прозрачного плагиоклаза; структура основной массы гиалопелитовая стекловидная. Переходы к палеотипным разновидностям постепенные.

Гранитоидами кокдомбакского интрузивного комплекса сложена серия массивов, обрамляющих в виде кольца Аюлыозекскую структуру (см. рис. 19), и массив в юго-восточной части Карагашской структуры. Интрузивы прорывают образования свит как керегетасской, так и калмакэмельской и каркаралинской. Размеры их различны — от нескольких сот квадратных метров до 8 км²; форма тел неправильная, границы извилистые, обусловленные в большинстве случаев очертаниями выходов более поздних магматических образований.

Для рассматриваемого комплекса, как и для топарского, также характерно непостоянство минерального состава и структур слагающих ее пород и обилие ксенолитов. Иногда наблюдается полосчатая текстура, выраженная чередованием в различной степени раскристаллизованных и разноокрашенных пород. Эти полосы отражают направление течения магматического расплава; в центральных частях интрузивов они крутовосходящие, а вблизи контактов становятся согласными с ними. Сложены интрузивы кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, гранодиоритами, адамеллитами, гранитами, образовавшимися в 4 фазы. Контакт между породами различных фаз не всегда отчетлив.

Кварцевые диориты, реже кварцевые сиенито-диориты и гранодиориты первой фазы — мелкозернистые, резко порфиридные породы; их количественно-минералогический состав приведен в табл. 4.

Таблица 4

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ПЕРВОЙ ФАЗЫ
КОКДОМБАКСКОГО КОМПЛЕКСА

| Минерал | А | 8871а | 9570 | 1721 | Σ |
|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Плагиоклаз № 40—45 | 39,6 | 31,0 | 53,4 | 50,4 | 43,8 |
| Калиевый полевой шпат | 25,7 | 26,0 | 15,0 | 20,0 | 21,7 |
| Кварц | 23,0 | 31,0 | 14,8 | 15,9 | 21,1 |
| Роговая обманка, пироксен | 5,0 | 6,0 | 8,7 | 3,5 | 5,8 |
| Биотит | 0,7 | 0,5 | 1,6 | 1,1 | 0,9 |
| Аксессорные минералы | 1,8 | 1,8 | 1,6 | 3,0 | 2,0 |
| Вторичные минералы | 4,2 | 3,7 | 4,9 | 6,1 | 4,7 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

Порфиroidные выделения обычно образованы плагиоклазом и единичными кристаллами пироксена, в сумме составляющими 20—30% объема породы. Размер их колеблется в пределах 1—25 мм.

Плагиоклаз — коротко таблитчатый, редко длиннопризматический, полисинтетически sdвойникован по карлсбадскому, реже альбитовому законам. Строение кристаллов зональное: ядра кристаллов сложены андезином-лабрадором (№ 46—54), иногда лабрадором (№ 62); в зонах наблюдается андезин (№ 34—40), причем во внутренней части зон состав становится несколько более основным, достигая № 46. Пироксен-авгит образует короткопризматические кристаллы с поперечными сечениями, образующими равносторонние восьмиугольники.

Основная масса с размером зерен 0,02—0,7 мм сложена плагиоклазом, темноцветными минералами, кварцем и калинатровым полевым шпатом. Плагиоклаз преобладает и образует узкие длиннотаблитчатые разноориентированные полисинтетически sdвойникованные по карлсбадскому закону кристаллы, тесно сближенные между собой. Строение кристаллов также зональное, состав ядер кристаллов отвечает андезину № 40—44, а в краевых зонах — олигоклазу № 28—30. Как видно из сравнения плагиоклазов порфиroidных выделений и основной массы, состав ядер последнего отвечает составу средних зон порфиroidных выделений и поэтому как те, так и другие являются плагиоклазами второй генерации (первая генерация слагает ядра порфиroidных выделений). Третья генерация слагает зоны плагиоклазов основной массы.

Из остальных минералов в основной массе резко выделяется пироксен, равномерно рассеянный в виде одиночных кристаллов и являющийся наиболее идиоморфным минералом основной

массы. Роговая обманка, иногда в сростании с биотитом, выполняет промежутки между кристаллами плагиоклазов. Все эти минералы сцементированы кварцем и единичными мелкими кристаллами калинатрового полевого шпата. Среди аксессуарных минералов встречаются апатит и магнетит. Апатит образует мелкие правильной формы короткопризматические кристаллы, включенные в темноцветные, а магнетит в виде изометричных зерен неправильной формы равномерно распределен в промежутках между кристаллами плагиоклаза. С ним иногда встречаются более крупные кристаллы апатита.

Местами в основной массе увеличивается содержание калиевого полевого шпата и порода по составу приближается к гранодиоритам. При этом заметно уменьшается количество темноцветных минералов и увеличивается содержание кварца; идиоморфизм минералов в основной массе становится менее заметным. Состав плагиоклаза порфириковых выделений здесь более кислый: ядра отвечают андезину № 36—48, а краевые зоны — олигоклазу № 20—26. Структура породы порфировидная с призматическозернистой, а на отдельных участках гипидиоморфнозернистой основной массой.

Гранодиориты — адамеллиты второй фазы комплекса представляют собой среднемелкозернистую порфировидную породу с порфиристыми выделениями плагиоклаза, редко роговой обманки. Размер зерен плагиоклаза 1—4 мм, причем наиболее крупные из них представляют собой сростки кристаллов. Плагиоклаз таблитчатый с зональным строением, полисинтетически sdвойникован по карлсбадскому закону; состав ядер отвечает андезину № 30—34, а в краевых зонах — олигоклазу № 26—28. Роговая обманка присутствует в виде одиночных длиннопризматических кристаллов и реже их скоплений. С нею ассоциируют короткопризматические тонкие кристаллы апатита и изометричные выделения рудного минерала.

Основная масса породы мелкозернистая с размером зерен 0,02—0,4 мм при резком преобладании 0,1—0,3 мм. Основу ее составляет агрегат изометричных зерен кварца и калиевого полевого шпата, большинство из которых имеют неправильную форму. Иногда появляются отдельные идиоморфные короткопризматические кристаллы калиевого полевого шпата и небольшое количество короткопризматических кристаллов плагиоклаза и роговой обманки. На отдельных участках количество калиевого полевого шпата в породе заметно возрастает. Здесь он образует не только мелкие зерна в основной массе, но и крупные фенокристаллы, часто с включениями призматического плагиоклаза. Представлен калиевый полевой шпат высокоупорядоченной разностью — крипторешетчатый микроклином с высокими углами оптических осей ($2V = -82 \div 84^\circ$) и степенью оптической триклинности (Δ_0), равной 0,2—0,3.

Адамеллиты — граниты третьей фазы кокдомбакского комплекса — мелко-среднезернистые слабопорфировидные биотит-роговообманковые породы с колеблющимся размером зерен — от 0,2 до 4 мм при резком преобладании 0,5—1,5 мм. Состав пород заметно колеблется в основном за счет изменения содержания калиевого полевого шпата, которое местами заметно возрастает (количественно-минералогический состав приведен в табл. 5).

Таблица 5

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД
ТРЕТЬЕЙ ФАЗЫ КОКДОМБАКСКОГО КОМПЛЕКСА

| Минерал | 9599 | 9593 | 9515 | Среднее |
|-----------------------|-------|-------|-------|---------|
| Плагиоклаз № 25—28 | 31,0 | 36,6 | 33,8 | 33,8 |
| Калиевый полевой шпат | 37,0 | 37,7 | 37,9 | 37,6 |
| Кварц | 25,1 | 21,2 | 22,7 | 23,0 |
| Биотит | 5,9 | 2,3 | 3,5 | 3,9 |
| Акцессорные минералы | 0,7 | 2,2 | 2,1 | 1,7 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

Основной структурный план пород создают разноориентированные таблитчатые кристаллы плагиоклаза. Некоторые из них достигают размера 3—4 мм и заметно выделяются на фоне более мелкозернистой массы. Строение плагиоклаза зональное с полисинтетическим двойникованием по альбитовому, реже карлсбадскому законам. Состав его варьирует незначительно и отвечает в ядрах кристаллов андезину № 40—46, а в зонах — олигоклазу № 24—26.

Роговая обманка встречается главным образом в виде скоплений короткопризматических кристаллов, подчиняющихся форме кристаллов плагиоклаза. Угол угасания ее (cNg) равен 18—22°, а угол оптических осей $-2V = -78 \div 80^\circ$, что отвечает разностям, обладающим повышенной магнезиальностью с соотношением $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$, равным 15—25 мол.%. Роговая обманка часто обрастает отдельными чешуями биотита; с нею также ассоциируют практически все акцессорные минералы — тонкие короткопризматические кристаллы апатита, изометричные выделения магнетита и иногда единичные крупные кристаллы сфена.

Плагиоклаз и темноцветные минералы сцементированы агрегатом изометричных зерен кварца и калиевым полевым шпатом; изометричный, подчиняясь форме выделений плагиоклаза, образует правильные таблитчатые кристаллы. Калиевый полевой шпат представлен разными структурно-оптическими типами —

промежуточным триклинным ортоклазом, промежуточным микроклином и крипторешетчатым микроклином с углами оптических осей, колеблющимися от 68 до 32°, и степенью оптической триклинности в пределах 0,4—0,7.

Четвертая фаза комплекса представлена мелкозернистым равномернозернистым биотитовым гранитом с размерами зерен 0,2—1 мм при преобладании 0,4—0,8 мм.

Плагиоклаз равномерно рассеян в породе в виде разрозненных разноориентированных таблитчатых кристаллов с зональным строением. Он полисинтетически сдвойникован по альбитовому, реже карлсбадскому законам и представлен в ядрах андезином № 30—36, а в периферических зонах — олигоклазом № 22—26. Редко встречающиеся более мелкие его выделения не зональны и по составу (олигоклаз № 24—26) отвечают плагиоклазу средних зон, более крупных кристаллов.

Калиевый полевой шпат образует изометричные кристаллы и вместе с кварцем цементирует плагиоклаз. Представлен он промежуточным триклинным ортоклазом с углами оптических осей 76—86° и степенью оптической триклинности от 0,1 до 0,6.

Биотит встречается в виде отдельных мелких чешуй и небольших скоплений среди кварца и полевых шпатов. Часто он образует включения в последних. С ним ассоциируют единичные выделения мелких кристаллов апатита и магнетита.

Позднекаменноугольная — раннепермская вулканоплутоническая ассоциация включает вулканогенный комплекс (покровную — архарлинская свита, жерловую и субвулканическую фации), мукурский дайковый комплекс, калдырминский интрузивный комплекс и аюльюзекский дайковый комплекс.

Архарлинская свита в районе гор Кызылрай пользуется незначительным распространением и входит в состав 2 разобщенных структур — Аюльюзекской и Жундыкарганской. В первой она слагает внутреннюю пологую часть мульды-впадины, образованной главным образом породами кергетаской и архарлинской свит; во второй обнажена в восточном борту мульды-впадины, образованной породами кергетаской, архарлинской и жантауской свит (см. рис. 16, 19). В составе архарлинской свиты резко преобладают вулканогенные образования, представленные игнимбритами, лавами и туфами липаритового, реже липарит-дацитового и трахидацитового состава. Им подчинены маломощные прослой гравелитов, туфопесчаников, кремнистых туфоалевролитов.

В основании свиты залегают игнимбриды и спекшиеся туфы, по составу отвечающие липаритам, реже липарит-дацитам (см. рис. 20). Это светлоокрашенные породы, содержащие в большом количестве сильно удлиненные (в игнимбритах) или короткие уплощенные с пламевидными очертаниями фьямме (в спекшихся туфах). В виде порфирокластов в породах присутствуют калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит. Характерно

преобладание кварца и калиевого полевого шпата по сравнению с плагиоклазом как среди порфирокластов, так и в связующей массе. Фьямме игнимбритов под микроскопом часто обнаруживают зональное строение: периферические каймы представляют собой микрофельзит, далее — зона с асхиалитовым строением и внутренняя часть — микроаплитовая. Связующая масса пород имеет игнимбритовую или реликтовую витрокластическую (в спекшихся туфах) структуру. В спекшихся туфах, кроме того, часто содержатся обломки (до 20%) угловатой формы, сложенные липаритовыми игнимбритами.

В верхней части разреза свиты резко преобладают лавы липаритового состава — массивные или флюидалные с крайне характерными сфероидальными разновидностями. Им подчинены горизонты спекшихся туфов того же состава. По составу лавы близки к вышеописанным породам. Во вкрапленниках (до 8%) обычно присутствуют идиоморфные кристаллы калинатрового полевого шпата — пертита, округлые зерна кварца; плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 10—15) встречается крайне редко; отмечаются также бескварцевые разновидности лав. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон. Основная масса кварц-полевошпатовая с микропойкилитовой и микрофельзитовой структурами; часто отмечается такситовая, флюидалная и сфероидная текстуры.

Общая мощность свиты около 1000 м, возраст условен.

Все остальные образования позднекаменноугольной — раннепермской ассоциации входят в состав главным образом Аюльозекской структуры, и на ее примере приведем их описание. Она является структурой более высокого порядка по отношению к Центрально-Токрауской кольцевой системе, разбита и искажена постпермскими Кызылжальским сдвигом и Кызылрайским сбросо-сдвигом. Амплитуда горизонтального смещения по первому составляет около 9, по второму — 3,4—4 км; таким образом, она состоит из 3 блоков — западного, среднего и восточного, смещенных один относительно другого (см. рис. 19).

В западном блоке, где структура выражена более четко, мы видим большую ее часть. Здесь особенно полно проявлены ее «внешние кольца», в среднем блоке обнажается центральная часть, в восточном блоке устанавливаются лишь отдельные разрозненные элементы.

Полное представление о кольцевой структуре Аюльозек дает схема реставрации досдвигового положения блоков (рис. 19, б). На этой схеме отчетливо видно, что структура имеет овальную форму, слабо вытянутую в северо-восточном направлении, северо-восточная ее часть срезана гранитами интрузива Кызылрай.

Помимо уже охарактеризованных вулканитов керегетаской и архарлинской свит в составе кольцевой структуры участвует обширная группа некков, субвулканических, дайковых и интрузивных образований позднего карбона — ранней перми. Наиболее

древними среди них являются тела липаритовых лав, обнажающиеся вдоль кольца всей структуры и представляющие собой жерловую фацию. Они имеют силлообразную форму, залегают на различном удалении от центра кольцевой структуры, большей частью тяготея к нижней подсвете или к границе нижней и верхней подсветы керегетасской свиты; в плане они образуют цепочку тел, вытянутую в виде полукольца, срезанного на северо-востоке гранитным массивом Кызылрай. Пластообразная форма тел отчетливо выражена в северо-западной части, где они образуют серию силлов северо-восточного простирания, мощность которых обычно составляет первые метры или десятки метров, иногда достигая 200 м; протяженность силлов — сотни метров, до 1,5—2,0 км; падают они на юго-восток к центру структуры под углами 10—20°. Наряду с пологими согласными контактами силлообразных тел на некоторых участках наблюдаются и рвущие вертикальные, указывающие на интрузивный характер липаритовых порфиров.

В западной и юго-западной частях структуры неки имеют более изометричную форму, но все же сохраняют некоторую удлиненность вдоль овала структуры и закономерное расположение вдоль него. В юго-восточной части форма их силлообразная. Изометричные по форме жерловины отмечены только за пределами структуры Аюлюозек, на юго-востоке Жундыкарганской структуры, где иногда отмечается их концентрически-зональное строение.

Сложены они главным образом лавами липаритового состава, реже игнимбритами, и лишь в отдельных случаях отмечены туфы и кластолавы; породы в общем сходны с аналогичными покровными разновидностями.

Следующими по возрасту составными частями кольцевой структуры Аюлюозек являются субвулканические образования, представленные сиенит-порфирами. Они обнажаются в среднем блоке и образуют внутреннее прерывистое «кольцо» структуры. Тела сиенит-порфиров по своим размерам обычно превосходят неки липаритовых порфиров; силлообразные пологие (угол падения 10—15°) залежи их прослеживаются на расстоянии до 5 км при ширине выходов 1,5—2,0 км.

Для описываемых сиенит-порфиров характерны оранжевый, желтовато-серый, иногда бурый цвет и четко выраженная порфировидность. Во вкрапленниках присутствует главным образом калиевый полевой шпат, реже плагиоклаз (олигоклаз-андезин). Породы лейкократовые, количество темноцветных минералов составляет 3—5%; представлены они отдельными чешуйками биотита и редкими иголочками зеленой роговой обманки. Акцессорные минералы — округлые зерна магнетита, ромбовидные кристаллы сфена и игольчатые апатита.

Помимо сиенит-порфиров к субвулканической фации архарлинской свиты отнесены очень небольшие силлообразные тела

на юго-востоке Жундыкарганской структуры, сложенные липаритовыми порфирами, близкими к таковым жерловой фации, но переходящими в гранит-порфиры и представляющими собой образования корневых частей вулканического аппарата.

Мукурский дайковый комплекс в пределах структур всей Центрально-Токрауской системы представлен единичными дайками, сложенными крупнопорфировыми гранит-порфирами. Вкрапленники альбитизированного плагиоклаза и в небольшом количестве кварца достигают 5, а иногда и 15 мм. В эндоконтактовых зонах они уменьшаются до 1—3 мм. Темноцветные минералы представлены биотитом. Структура основной массы микропризматическизернистая. Возраст их определяется положением между субвулканическими образованиями архарлинского вулканогенного комплекса и гранитами калдырминского комплекса.

В составе калдырминского интрузивного комплекса района гор Кызылрай присутствуют граниты и гранодиориты. В пределах Аюлюозекской структуры они слагают «среднее кольцо»: цепочка дискордантных тел на современном эрозионном срезе образует полукольцо в западном блоке структуры, которое в центральном и восточном блоках дополняется серией изометричных тел.

На севере структуры наблюдаются лишь отдельные небольшие выходы гранитов; на западе размеры массивов увеличиваются, но наиболее крупный массив Аюлюозек, вытянутый в широтном направлении на расстояние около 10 км при ширине от 2 до 5 км, расположен на юге структуры. Форма интрузивов в пределах структуры в плане приближается к эллипсоидной; размеры других тел колеблются от 1—2 до 5—10 км в длину и от 0,5—1,0 до 3—5 км в ширину. В целом длинные оси отдельных массивов ориентированы вдоль кольца.

Интрузивы гранитов калдырминского комплекса являются многофазными. Первая фаза представлена крупнозернистыми порфировидными гранитами, вторая — среднезернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами и третья — мелкозернистыми и аплитовидными гранитами.

Биотитовые граниты первой фазы распространены широко, они слагают самостоятельные тела или входят в состав сложных многофазных массивов. Для них характерен светло-серый или розовато-серый цвет, породы часто обнаруживают порфировидность, но обычно они равномернoзернистые с гранитовой структурой. Главные породообразующие минералы, %: кварц (30—35), олигоклаз (15—20), микроклин-пертит (40—45), биотит (1—3); аксессуарные минералы — рудный, циркон, сфен.

Граниты и гранодиориты второй фазы самостоятельных plutонов не образуют, размер тел 1—3 км². Они отличаются от гранитов первой фазы большим содержанием темноцветного минерала, однако даже гранодиориты содержат не более 8—10%

биотита. Состав пород за счет изменений в соотношении полевых шпатов постепенно меняется от гранитов до гранодиоритов.

Мелкозернистые граниты третьей фазы образуют мелкие (0,3—0,5 км в поперечнике), маломощные (от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров) пологопадающие тела. К третьей же фазе отнесены вертикальные или крутонаклонные жилы мелкозернистых аплитовидных гранитов, по мощности не превышающие 0,5 м, чаще 5—10 см; протяженность их от десятков до первых сотен метров. По составу те и другие граниты очень сходны: имеют светло-серую, часто почти белую окраску, порфировидное или равномернозернистое строение с гипидиоморфнозернистой структурой при обычном для гранитов порядке идиоморфизма или аплитовой структурой, иногда с элементами микропегматитовой.

Калдырминские граниты сопровождаются серией постмагматических образований — кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами, кварц-слюдяными грейзенами.

Описанные граниты прорывают отложения, отнесенные к керетгасской и архарлинской свитам, а также некие флюидальных липаритовых лав и субвулканические образования позднего карбона — перми. В свою очередь граниты прорваны дайками аюльозекского и токрауского комплексов и аляскитовыми гранитами кызылрайского комплекса.

Значительную часть «внешнего кольца» Аюльозекской кольцевой структуры составляют образования аюльозекского дайкового комплекса: граносиенит-порфиры, микрогранит-порфиры и липаритовые порфиры. Распространены они на северо-западе, юге и востоке кольцевой структуры. Все образования аюльозекского комплекса тесно связаны между собой и создают серию дайкообразных тел и полого падающих залежей, простирающие которых в северо-западной части структуры северо-восточное, в западной — близко к меридиональному, в южной части — восток-северо-восточное, на востоке — субмеридиональное (рис. 22).

Граносиенит-порфиры слагают обычно небольшие по протяженности дайкообразные тела. Длина их не превышает 0,5—2,0 км, мощность изменяется в пределах от первых десятков до 100 м; породы имеют падение под углами 40—60° к центру структуры. По крупности размеров резко выделяется только одно тело граносиенит-порфиров в северо-западной части структуры, протягивающееся в виде дуги на расстояние около 200 км. Для комплекса также отмечены единичные радиальные дайки.

Граносиенит-порфиры — плотные массивные породы желтовато-серого цвета порфировидной структуры. Во вкрапленниках — калинатровый полевой шпат, реже альбит-олигоклаз; в отдельных случаях — кварц, и тогда породы приближаются по составу к гранит-порфирам. В качестве темноцветного минерала присутствует биотит. В основной массе наблюдаются альбит,

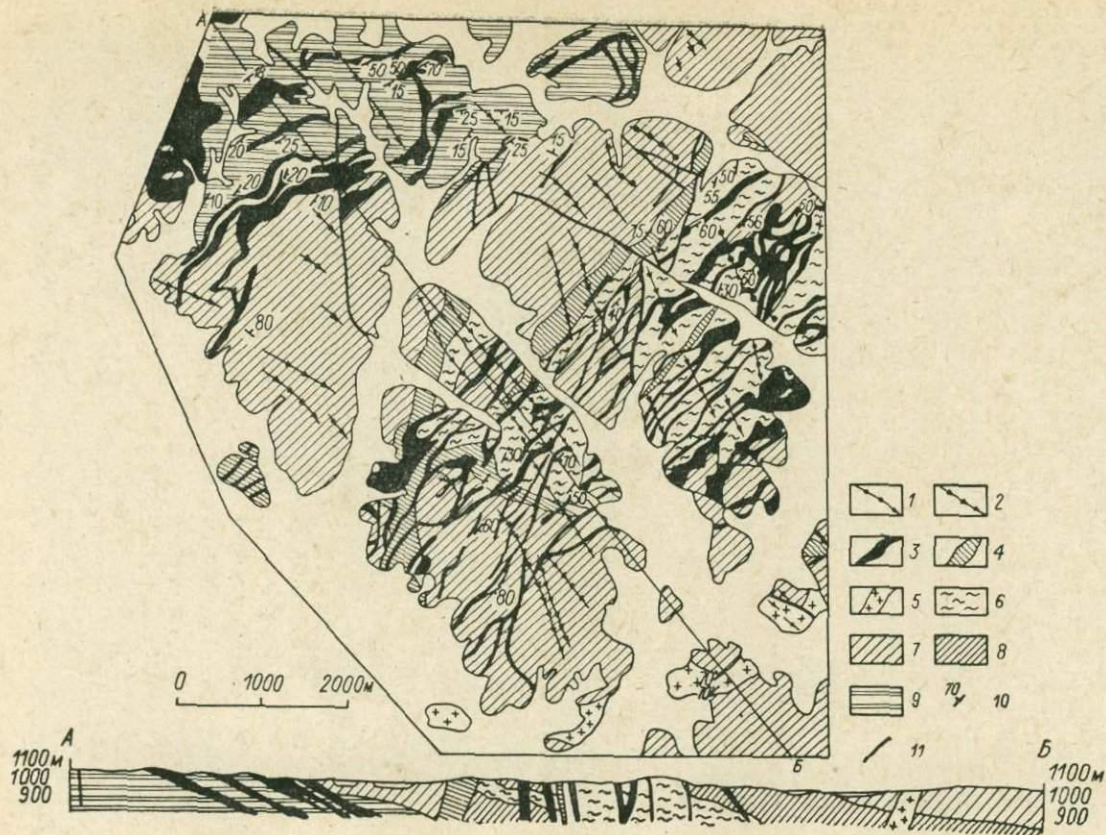


Рис. 22. Фрагмент структуры Аюлыозек

Дайки: 1 — трахидиарит-порфиров, гранит-порфиров, 2 — диабазовых, андезитобазальтовых порфиров; силлы и дайки: 3 — гранит-порфиров, 4 — граносиенит-порфиров, порфировидных граносиенитов; 5 — биотитовые лейкократовые граниты; 6 — липаритовые порфиры, сферолондные и флюидалные лавы, лавовые брекчии жерловой фации; покровы кергетасской свиты: 7 — верхняя подсвита — игнибриды, лавы, спешшиеся и агломератовые туфы липаритового, дацитового состава, 8 — нижняя подсвита — дацитовые, андезит-дацитовые, липарит-дацитовые туфы, андезитовые порфиры, липарит-дацитовые игнибриды; 9 — покровы калмак-эмельской свиты — игнибриды, туфы липаритового, липарит-дацитового состава; 10 — элементы залегания; 11 — разломы.

калиевый полевой шпат и в подчиненном количестве кварц. Структура гипидиоморфнозернистая и микроаллотриоморфнозернистая.

Гранит-порфиры и липаритовые порфиры слагают серию силлов, штоков и даек, которые совместно с граносиенит-порфирами и более древними некками липаритовых порфиров образуют причудливо переплетенные залежи. Как правило, они падают полого ($15-40^\circ$) к центру структуры, порой залегая совершенно согласно с вмещающими вулканитами. Это особенно четко проявлено у тел, вытянутых параллельно длинной оси структуры; вдоль короткой оси овала наблюдались более крутые падения — до $60-70^\circ$. Размеры тел невелики: штоки не превышают 1,5—2,0 км в поперечнике, а силлы и дайки, протягиваясь на 0,5—1,5 км, имеют мощность до 20—50 м.

Гранит-порфиры и липаритовые порфиры имеют светло-розовый и светло-серый цвета. Среди немногочисленных вкрапленников размером 1—2 мм присутствуют кварц, калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз. Связующая масса пород — с гранофировой и микропиклитовой, частью сферолитовой структурой. Темноцветный минерал — также биотит.

Тела граносиенит- и микрогранит-порфиров, как правило, значительно удалены от центра структуры. Чередуясь между собой и с вмещающими вулканитами, они создают сложно построенную внешнюю кольцевую зону описываемой структуры, ширина которой на отдельных участках составляет около 2 км. Иногда внедрившаяся масса интрузивных пород почти не оставляет места вмещающим покровным образованиям и представляет собой сложное переплетение тел, различных по составу и структуре слагающих их пород.

Как в граносиенит-порфирах, так и в микрогранит-порфирах соотношения главных породообразующих минералов изменяются в широких пределах, что обуславливает взаимные переходы одних пород в другие.

Описанные выше некки, субвулканические и дайковые образования фиксируют собой главным образом концентрические конические и кольцевые, реже радиальные расколы, использованные и гранитной магмой, давшей начало интрузивам биотитовых гранитов, расположение которых подчеркивает кольцевую структуру. Концентрические трещины не являются непрерывными, но всегда падают внутрь структуры (центриклинально).

Таким образом, Аюльозекская структура представляет собой слабо эродированную пологую мульду, обрамленную кольцевыми поясами некков, даек, силлов, куполов и штоков. Они залечивают расколы, служившие подводными каналами как для лав и пирокластов, так и для гранитоидов.

Образования аюльозекского дайкового комплекса отмечены, но в меньшем количестве, и в других кольцевых структурах. Возрастное положение их определяется тем, что они прорывают

граниты калдырминского комплекса и в свою очередь прорваны дайками токрауского комплекса и кызылрайскими аляскитовыми гранитами.

В пермскую вулканоплутоническую ассоциацию объединены вулканогенный комплекс (жантауская свита, жерловая и субвулканическая фации), токрауский дайковый комплекс, кызылрайский гранитный и ортауский дайковый комплексы.

Жантауская свита пермского возраста представляет собой сочетание лав и туфогенно-осадочных отложений, распространенных в северо-западной части исследованного района и слагающих вместе с керегетасскими и архарлинскими образованиями Жундыкарганскую мульду. Они имеют мощность около 600 м и расчленены на 2 подсвиты.

К нижней подсвите отнесена толща горизонтально лежащих субщелочных базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, занимающих обширную площадь и слагающих внутреннюю часть асимметричной мульды-впадины, заключенной между полукольцевым Жантауским сбросом на западе и юго-западе и Кызылжальским сдвигом на востоке. В основании толщи фиксируются туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники, туфогравелиты, перекрывающие вулканы архарлинской свиты.

Базальтовые порфириты по внешнему облику весьма однообразны, и среди них удалось лишь выделить массивные и миндалекаменные разновидности. Для них характерны афанитовые и порфиновые структуры, миндалекаменные, флюидалные и массивные текстуры. Различия между породами, отвечающими по составу базальтам и андезито-базальтам, незначительны и выражаются в вариациях состава плагиоклаза (от № 40 до № 60) и количества темноцветных минералов, представленных моноклинным и ромбическим пироксенами, изредка оливином. Типично обилие рудных зерен, иногда в виде тончайшей рудной пыли.

В качестве подводящих каналов для покровов базальтовых порфиритов могут рассматриваться трещины, приуроченные к краевым частям поля базальтовых лав. Они располагаются в осевой части дайкового пояса северо-западного направления, фиксирующего, по-видимому, тектоническую зону. К ним приурочены нежки, имеющие округлую в плане форму, прорывающие часть покровных образований и содержащие останцы кровли. Сложены они породами, сходными с покровными разновидностями; для них характерна восстающая или крутопадающая флюидалность различного направления, в целом повторяющая контуры некка.

Отложения верхней подсвиты жантауской свиты пользуются незначительным распространением (район палеовулкана Жантау, также представляющего собой кольцевую, но мелкую структуру — рис. 23). В основании подсвиты отмечена пачка слоистых туффитов и туфогравелитов, перекрывающая как покров-

ные, так и жерловые образования нижней подсвиты; в свою очередь эта пачка перекрыта агломератовыми спекшимися туфами и игнимбритами трахилипаритового и липарит-дацитового состава. Это однообразные породы с многочисленными обломками базальтов и включениями типа фьямме. Связующая масса плотная, в которой под микроскопом лишь изредка улавливается реликтовая пепловая структура.

Жерловая фация верхней подсвиты жантауской свиты связана пространственно с реликтовым вулканическим аппаратом Жантау, детально описанным М. В. Тащининой и Е. Р. Семенов-Тяньшанской [150]. Он расположен на участке пересечения Жантауского полукольцевого сброса и линейной ослабленной тектонической зоны северо-западного простирания, зафиксированной дайковым поясом. Жерловины концентрируются главным образом вдоль кольцевого сброса и имеют силлообразную форму. Несколько изометричных штокообразных жерловин расположены вдоль линейной зоны, а на участке их пересечения жерловая фация выполняет кольцевую трещину. Причем во внутренней просевшей части, ограниченной кольцевой жерловиной, сохранились покровы нижней и верхней подсвит жантауской свиты.

Жерловины заполнены игнимбритами, агломератовыми игнимбритами трахилипаритового и липарито-дацитового состава, отличающимися в отдельных случаях от соответствующих покровных фаций количеством обломков пород, «вихревыми» и крутопадающими следами течения, столбчатой отдельностью. Изредка отмечаются липаритовые порфиры (слагают побочный некк Жантау, расположенный к югу от главного). Среди них отмечаются брекчиевые, сферолондные, массивные и флюидальные разновидности, между которыми устанавливаются постепенные переходы. Лавы порфиновые и афировые; в первых содержатся вкрапленники (0,5—2 мм) альбита, анортоклаза с микропертитовыми вростками альбита, реже кварца. Основная масса микрофельзитовая и микрографическая со скоплениями зернистого кварца размером до 2 мм.

К субвулканической фации пермского вулканогенного комплекса отнесены единичные силлообразные тела, расположенные вдоль Жантауского полукольцевого раскола и его продолжения на восток (см. рис. 23). Сложены они гранит-порфирами, постепенно переходящими в граносиенит-порфиры. Это серые и розовато-серые породы с массивной текстурой и порфировой структурой. Во вкрапленниках присутствуют альбит-олигоклаз, калинатровый полевой шпат, реже кварц. Размер зерен 0,5—2 мм. Структура связующей массы микрогранулитовая с элементами микрографической.

Породы жантауской свиты, слагающие асимметричную (типа «конки») мульду-впадину, а также жерловая и субвулканическая фации, связанные с реликтовым вулканическим аппаратом

Жантау, являются элементами Кызылрайской кольцевой структуры, несколько удаленными от ее центра — массива Кызылрай. Помимо перечисленных вулканогенных образований ее элементами являются также дайковые пояса токрауского комплекса, центральный интрузив аляскитовых гранитов и единичные дайки ортауского комплекса. Вся структура вытянута в северо-западном направлении, в этом же направлении протягиваются пояса даек, образующих полукольцо вокруг центрального интрузива Кызылрай, сменяющееся линейными их поясами (см. рис. 19). Кызылрайская структура, как и Аюльюзекская, разбита двумя крупными сбросо-сдвигами — Кызылжальским и Кызылрайским и состоит из трех блоков: западного, центрального и восточного, досдвиговое положение которых иллюстрируется схемой. Как показали детальные наблюдения, образование и заполнение линейных, кольцевых и крутых конических трещин произошло в несколько этапов, затем внедрился центральный плутон и после его консолидации возникли и были заполнены кольцевые и линейные трещины внутри плутона.

Таким образом, следующей после вулканогенных образований по возрасту и в какой-то мере по пространственному положению относительно центра составной частью кольцевой структуры являются дайки токрауского комплекса. Они распространены на всей территории, но особенно многочисленны (многие десятки и сотни даек) в пределах поясов.

Самый западный в Центрально-Токрауской системе кольцевых структур Карамендинский пояс (вдоль Актасского разлома), значительно удаленный от центра Кызылрайской кольцевой структуры, прямолинеен, имеет северо-восточное простирание и протяженность около 15 км при ширине до 2 км. В непосредственном обрамлении интрузивов Кызылрай и Жаман-Кызылрай раннепермские дайки кислого состава образуют полукольцо, «открытое» на северо-запад и в этом же направлении переходящее в линейный пояс. В западном блоке центрально-кольцевой структуры дайки слагают Жантау-Айдарлинский пояс, прослеживающийся в пределах описываемой территории по простиранию почти на 30 км при ширине 5—8 км.

В токрауском комплексе выделяются дайки следующих разновидностей (от древних к молодым): 1 — диабазовые и диоритовые порфиры; 2 — гранодиорит-порфиры, крупнопорфировые гранит-порфиры и сложные дайки; 3 — гранит-порфиры, липаритовые порфиры и трахилипаритовые порфиры; 4 — граносиенит-порфиры.

Наиболее древними в комплексе являются дайки основного и среднего состава, в количественном отношении подчиненные более молодым дайкам кислого состава. Однако они отмечаются не во всех поясах, в то же время иногда они образуют самостоятельные рои. Простирание отдельных даек совпадает с общим направлением поясов, часто они расположены кулисообразно.

разно на расстоянии от 30 до 100—200 м друг от друга; изредка наблюдаются разветвления даек, но обычно они имеют прямолinéйные формы. Протяженность их не превышает 2—2,6 км и чаще всего 300—700 м при мощности от 0,5 до 10—20 м. Мощные дайки обычно сложены диабазами, а маломощные — породами лавового облика: базальтами, андезитовыми порфиритами. Иногда наблюдаются переходы от диабазов в центральных частях даек к базальтовым порфиритам в периферических. По простиранию также наблюдались аналогичные переходы.

Внешний вид описываемых пород довольно однообразен. Это массивные, иногда порфировидные, реже миндалекаменные породы серого и темно-серого цвета. Бурый и зеленоватый оттенки характерны для измененных в той или иной степени разновидностей. В диабазах наблюдаются грунוליито-офитовая или офитовая структуры. В базальтовых и андезито-базальтовых порфиритах обычны интерсертальная и пилотакситовая структуры с переходами одной в другую. Порфировые выделения представлены большей частью плагиоклазом и моноклинным пироксеном, имеющим размер зерен 1—4 мм. Плагиоклаз отвечает обычно лабрадору, редко среднему андезину. Связующая масса сложена плагиоклазом, моноклинным пироксеном, бурой роговой обманкой, а в базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритах также разложенным стеклом. Аксессуары минералы — магнетит, апатит, лейкоксен. Миндалины размером 2—3 мм в поперечнике выполнены кальцитом или кварцем; иногда совместно обоими.

Как правило, дайки основного состава прорываются различными разновидностями даек кислого состава, однако в отдельных случаях гранит-порфиры прорываются диабазовыми порфиритами. Вероятно, есть разновозрастные дайки основного состава, но пока расчленить их не удалось.

Следующая возрастная группа даек в пределах токрауского комплекса представлена крупнопорфировыми гранит-порфирами (часто плагиогранит-порфирами), гранодиорит-порфирами и сложными дайками. Они тесно ассоциируют между собой и иногда по простиранию переходят друг в друга; мощность их 2—5 м и протяженность несколько километров. Особенно широко они развиты в Жаман-Кызылрайском полукольцевом поясе, где прослеживаются на расстоянии около 20 км. Несколько в меньшем количестве такие дайки отмечаются в Карамендинском и Жантау-Айдардинском поясах.

Породы этих даек плотные, массивные, серого и розового цвета. На фоне слабо раскристаллизованной основной массы резко выделяются крупные идиоморфные кристаллы кварца и полевых шпатов, достигающие размеров 0,5—1 см, реже биотита. Полевые шпаты представлены альбитом (№ 5—10) и калинатровым полевым шпатом — пертитом. Первый изредка наблюдается в виде включений в зернах пертита, часть вкрапленни-

ков кварца окружена каймой кислого плагиоклаза. Таким образом, выделение фенокристаллов происходило в следующем порядке: кварц → альбит → калинатровый полевой шпат. Структура связующей массы, имеющей тот же состав, микроаллотриоморфнозернистая, микроаплитовая, реже микропойкилитовая с элементами гранофировой. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранит-порфиров меньшим количеством кварца при более высоком содержании биотита. Изредка вместо биотита присутствует зеленая роговая обманка в виде кристаллов тонкопризматической формы. В сложных дайках наблюдается смена состава пород от диабазы и андезита в краевых частях до граносиенит- и гранит-порфиров в центральных. Приконтактные части, сложенные диабазами или андезитами, составляют незначительную по мощности зону (1—3 м). По структурам и составу все разновидности пород сложных даек не отличимы от ранее описанных.

К третьей группе на основании взаимоотношений отнесены гранит-порфиры, липаритовые порфиры и трахилипаритовые порфиры, представляющие большинство даек в пределах поясов. Для них характерен серый с розовым или сиреневым оттенком цвет. Текстура гранит-порфиров массивная. От липаритовых порфиров они отличаются сахаровидным фельзитоподобным обликом. Липаритовые порфиры, как правило, имеют флюидальную, часто сферолитовую текстуру с ясно выраженными следами течения. Структура всегда порфировая. Во вкрапленниках присутствуют кислый плагиоклаз, калинатровый полевой шпат и кварц. Содержание кварца непостоянно, а в трахилипаритовых порфирах во вкрапленниках он отсутствует. В последних фенокристаллы представлены исключительно калинатровым полевым шпатом. Липаритовые порфиры и гранит-порфиры отличаются друг от друга лишь различной степенью кристалличности основной массы. Структура ее в липаритовых порфирах микрофельзитовая, сферолитовая, микропойкилитовая, а в кварцевых трахитах приближается к трахитовой. В гранит-порфирах структура основной массы микрогранулитовая с элементами микрографической, состав — кварц, кислый плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, отдельные чешуйки биотита. Аксессуары минералы — циркон, сфен, магнетит.

К четвертой возрастной группе отнесены граносиенит-порфиры, представляющие собой полнокристаллические порфировидные породы желтого или буровато-желтого цвета. Состав колеблется от сиенитового до граносиенитового, редко до гранитового. Крупные (0,5—1 см) порфировидные выделения образованы калинатровым полевым шпатом, а иногда и кварцем. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, сложена она калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем и биотитом. Из аксессуарных минералов отмечены сфен, циркон, рудный минерал и апатит.

Все перечисленные дайки прорывают все известные в районе вулканогенные образования, включая и отложения верхней под-свиты жантауской свиты. Пространственная приуроченность многих даек к реликтовому вулкану Жантау, а также сходство их химического состава с составом продуктов вулкана и, наконец, возрастная их близость дают основание считать эти образования комагматичными.

Составной частью Кызылрайской структуры являются также кольцевые расколы и в том числе наиболее четко проявленный Жантауский полукольцевой сброс, залеченный в северной части силлообразным субвулканическим телом. В центральном блоке структуры продолжением Жантау-Айдарлинского пояса и Жантауского раскола является Кызылжальский пояс даек, окаймляющий с юга гранитный интрузив гор Кызылрай. Простирание пояса на расстоянии около 20 км плавно меняется с северо-западного на субширотное. В восточном блоке продолжением двух описанных выше поясов является Кызылшокинский пояс, в виде полукольца окружающий граниты гор Жаман-Кызылрай и переходящий к северу из полукольцевого в линейный. Этот линейный пояс параллелен Жантау-Айдарлинскому, но не столь отчетливо выражен и представляет собой серию разрозненных роев даек.

Таким образом, кольцевые трещины и расколы составляют долгоживущие концентрические системы с различными по составу и возрасту образованиями, имеющими вертикальное или крутое, слабо наклоненное к центру структуры падение. Очень редко наблюдается падение от центра к периферии.

Кольцевые и линейные дайки прорываются многокупольным интрузивом гранитов кызылрайского комплекса.

К кызылрайскому интрузивному комплексу лейкократовых аляскитовых гранитов в пределах Центрально-Токрауской системы кольцевых структур отнесен ряд интрузивов, но более полно черты, характерные для центральных плутонов, проявились в массиве Кызылрай, приуроченном к одноименной структуре. Как и вся кольцевая структура, интрузив разбит Кызылжальским сдвигом и Кызылрайским сбросо-сдвигом на 3 части: западная представляет собой узкую (до 0,5 км) полосу протяженностью около 4 км, примыкающую к Кызылжальскому сдвигу; центральная (горы Кызылрай) образует широкую (до 5 км) полосу, вытянутую на 15 км в северо-западном направлении, с запада и востока ограниченную разрывами; третья, восточная, часть массива (горы Жаман-Кызылрай) вытянута в меридиональном направлении на 17 км при средней ширине около 5 км и разделена на 2 участка — северный и южный. Реставрация досдвигового положения отдельных частей плутона аляскитовых гранитов на современном эрозионном срезе показывает, что он имеет дугообразную форму, однако, принимая во внимание пологое падение контактов гранитов во внутренней стороне

дуги, широкую зону контактовых изменений, наличие отдельных выходов гранитов среди вмещающих интрузив пород в 6,5 км к северу от плутона и учитывая геофизические данные, можно считать, что размеры интрузива на глубине увеличиваются к северу и форма его в общем приближается к изометричной.

Интрузив был сформирован в несколько фаз. Первая представлена крупнозернистыми гранитами, ко второй относятся среднезернистые порфировидные граниты, несколько позже сформировались средне-мелкозернистые резко порфировидные граниты, жилы сложены мелко-микрозернистыми гранитами. Все структурные разновидности гранитов имеют близкий количественно-минералогический состав, характеризующийся преобладанием калинатрового полевого шпата (40—60%) над кварцем (25—53%) и плагиоклазом (10—25%) при незначительном количестве биотита.

Калиевый полевой шпат образует скопления изометричных зерен и отдельных короткотаблитчатых кристаллов среди кварца. Они переполнены пертитами распада и интенсивно пелитизированы. На отдельных участках наблюдается микроклиноватая решетка. Углы оптических осей нерешетчатых кристаллов колеблются от 80 до 84°, а степень оптической триклинности — от 0,3 до 0,7, т. е. соответствует высокоупорядоченному крипторешетчатому микроклину.

Плагиоклаз образует мелкие таблитчатые кристаллы с тонким альбитовым двойникованием, часто замещается по периферии калиевым полевым шпатом. Состав его довольно устойчив и отвечает альбит-олигоклазу № 8—12, сдвойникованному по альбитовому, реже карлсбадскому законам.

Кварц образует скопления и встречается в виде отдельных округлых зерен. Часто наблюдается корродирование кварцем калиевого полевого шпата.

Светло-бурый биотит чаще всего расположен между кристаллами полевых шпатов в виде единичных чешуек, реже мелких скоплений. С биотитом ассоциируют единичные крупные кристаллы рудного минерала и мелкие правильной формы зерна апатита. Реже встречаются циркон, ильменит, сфен и др. Структура пород гранитовая с участками пегматитовой, гранофировой и пойкилобластовой.

Наиболее молодыми покровными образованиями, прорванными гранитами массива Кызылрай, являются вулканиты керетасской свиты, непосредственных взаимоотношений с отложениями архарлинской и жантауской свит не наблюдалось. Однако граниты срезают пояс даек токрауского комплекса, который прорывает образования верхней подсвиты жантауской свиты. Кроме того, граниты срезают жерловины и субвулканические тела архарлинской свиты. Таким образом, установленные взаимоотношения позволяют относить граниты массива Кызылрай к наиболее позднему интрузивному комплексу района.

Составной частью структуры Кызылрай является также система крутопадающих радиальных и концентрических трещин, развитая в массиве аляскитовых гранитов и наиболее отчетливо выраженная в краевых его частях. Радиальные трещины характеризуются большой протяженностью и вертикальным падением. Менее протяженными и прерывистыми являются концентрические трещины, которые падают к центру массива под углами 50—80°. Эти трещины, выполненные мелкозернистыми и аплитовидными гранитами, наиболее сгущены вдоль южного и восточного контактов интрузива. Они образуют пояс, параллельный полукольцевой зоне пермских даек (Кызылжалский и Кызылшокинский пояса) и хорошо согласующийся с конфигурацией и формой плутона.

Интрузивный магматизм исследованного района завершился внедрением даек гранит(липарит)-порфиров, гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиритов ортауского комплекса. Дайки немногочисленны и образуют серию тел в пределах гранитного массива Кызылрай, изредка выходя за его пределы (только гранит-порфиры отмечены в районе вулкана Жантау). Часть диабазовых даек отнесена также к этому комплексу на основании взаимоотношений с более древними дайками токрауского комплекса.

Подавляющее большинство описываемых даек ориентировано в северо-восточном направлении. Мощность тел незначительна, протяженность до 1—3 км. Дайки прямолинейны. Отсутствие взаимоотношений между дайками различного состава не дает возможности судить о последовательности их внедрения.

Макроскопически гранодиорит-порфиры довольно однообразны. Это серые с зеленоватым оттенком, резко порфировидные породы. В фенокристаллах обычны зерна плагиоклаза размером 3—5 мм, изредка наблюдается роговая обманка. Связующая масса гипидиоморфнозернистая с участками гранофировой; состав ее — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы — рудный, циркон, апатит, флюорит.

Диабазы составляют наиболее многочисленную группу. По составу они не отличимы от даек раннепермского возраста и только непосредственные взаимоотношения с интрузивами кызылрайского комплекса позволяют точно датировать ту или иную дайку. Таким образом, к ортаускому комплексу отнесены лишь те дайки, которые прорывают граниты кызылрайского комплекса.

Условно (главным образом по их простиранию) к ортаускому комплексу отнесены гранит-порфиры района вулкана Жантау — светлые, сиреневато-серые породы с афанитовой основной массой, имеющей обычно сферолитовую структуру. Редкие вкрапленники в них представлены калинатовым полевым шпатом.

В целом кольцевая структура Кызылрай, сложенная всеми перечисленными комплексами, довольно глубоко эродирована, имеет вскрытый центральный интрузив аляскитовых гранитов, приуроченных к ее центру и окруженных серией разновозрастных даек, образующих полукольцевую зону. Вулканиды, генетически связанные с интрузивными образованиями пермского возраста, в непосредственной близости от них не наблюдаются, но установлены в Жундыкарганской мульде и в районе реликтовой вулканической постройки Жантау.

Анализ и сопоставление химического состава пород Центрально-Токрауской системы кольцевых структур (проанализировано 180 проб из вулканогенных, дайковых и интрузивных комплексов, объединенных в 5 вулcano-плутонических ассоциаций) показали, что состав их изменяется во времени, а значит, и от одного типа структуры к другому совершенно закономерно.

Если магматитам в структурах вулканического типа (ранне-среднекаменноугольная вулcano-плутоническая ассоциация) свойствен разнообразный состав (от андезитов—диоритов до липаритов—гранитов при преобладании первых) с заметным колебанием содержания кремнекислоты, щелочей и глинозема, но в общем характеризующийся присутствием значительного количества фемических компонентов и полевошпатовой извести, то для магматических образований вулcano-плутонических структур (средний—поздний карбон) типично резкое снижение характеристики b , увеличение количества щелочных алюмосиликатов и значительно большая однородность состава. Породы структур плутонического типа, если не учитывать появления базальтов, являющихся продуктом более глубоких очагов и выпадающих из единого ряда пород, еще более богаты щелочными алюмосиликатами и почти лишены полевошпатовой извести и фемических компонентов. В целом с течением времени и с переходом от структур вулканического типа через вулcano-плутонические к плутоническим состав пород становится все более однородным и приближается к составу тройной эвтектики.

Геохимическая характеристика пород рассматриваемого района основана на результатах статистической обработки, произведенной Г. Т. Скубловым по программе М. Д. Белонина и Г. Т. Скублова, количественных анализов 325 проб на 12 элементов (свинец, цинк, медь, молибден, бериллий, уран, торий, ниобий, литий, рубидий, кобальт, никель). Опробованию подверглись вулcanoгенные, включая покровные, жерловые и субвулканические фации, дайковые и интрузивные комплексы с целью установления закономерностей поведения редких и рассеянных элементов в неизмененных породах и выявления геохимических критериев связи между ними.

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы.

1. В процессе развития магматизма района различные элементы ведут себя по-разному. Содержание Cr, Co, Ni, V, Cu увеличивается от кислых пород к основным; Ti, Ba, Zr, Ga обычно не обнаруживают отчетливых закономерностей в распределении; Pb, Be, Yb, Y, Nb, содержание которых увеличивается от основных пород к кислым, определяют геохимическую специализацию гранитных комплексов района.

2. Вулканыты характеризуются большим разбросом средних содержаний элементов-примесей, поэтому геохимическая специализация вулканогенных свит и толщ выражена слабо. Одновозрастные вулканыты различных центров извержений резко отличаются друг от друга.

3. Субвулканические интрузии имеют меньший разброс средних и близкие содержания элементов-примесей с одновозрастными вулканытами, что указывает на их комагматичность. С увеличением глубины эрозионного среза в субвулканических образованиях наблюдается увеличение содержаний большинства элементов.

4. Многофазные интрузии, являющиеся крайними членами вулкано-плутонических ассоциаций, по геохимическим особенностям резко отличаются от вулканогенных образований. Они имеют более ярко выраженную геохимическую специализацию: средне-позднекаменноугольные гибридные интрузии характеризуются повышенным содержанием Co, Ni, V, Cu; биотитовые граниты калдырминского комплекса — низкими содержаниями Yb и Y, а аляскиты кызылрайского — повышенным содержанием Be, Yb, Y, Nb.

5. Существенные различия между отдельными одновозрастными толщами и фациями вулканытов приводят к тому, что геохимические различия между вулкано-плутоническими ассоциациями выражены слабо, но они все же существенно значимые, что подтверждает правомерность выделения ассоциаций. Роль отдельных химических элементов в установлении различий не одинакова: наиболее существенна роль Mo, Be, Nb. Содержание Be и Nb увеличивается от раннего карбона к перми; содержание Mo в породах среднекаменноугольной, позднекаменноугольной — раннепермской и пермской ассоциаций всегда ниже, чем в породах ассоциаций раннего карбона и среднего — позднего карбона.

Ярко выраженной геохимической специализацией характеризуются породы только пермской вулкано-плутонической ассоциации, которым свойственно высокое содержание литофильных элементов — Be, U, Th, Nb, Rb. В целом же в процессе развития магматизма рассматриваемого района ассоциации приобретают все более отчетливую специализацию и различия между ними значительно увеличиваются.

Более детально с проведенными геохимическими исследованиями можно ознакомиться в специальной статье [144].

История формирования. Изложенный детальный фактический материал, касающийся геологического строения Центрально-Токрауской системы кольцевых структур, позволяет высказать некоторые суждения по поводу истории ее формирования. Расположенная во внутренней части Токрауской впадины, она развивалась, по-видимому, главным образом непосредственно на выступе докембрийского фундамента, и заложение ее связано с саурской фазой складчатости.

Начальный этап формирования системы, которому в районе гор Кызылрай отвечает образование вулканогенного комплекса раннекаменноугольной (визе-намюрской) ассоциации, характеризуется накоплением мощных слоистых вулканогенных толщ (каркаралинская свита), в составе которых, как следует из изложенного материала, преобладают грубообломочные пирокластические породы (состав от среднего до кислого); характерно также постоянное присутствие вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Детальное изучение состава и распределения фаций вулканитов позволяет предположить существование в период начального этапа крупных полигенных стратовулканов наряду с депрессиями, где накапливались вулканогенно-осадочные породы.

Характер залегания пород (крутое по периферии с выполаживанием к внутренним частям раннекаменноугольной структуры) при непрерывности разреза и правильной дугообразной в плане форме выходов отдельных пластов позволяет считать, что поступление магмы на поверхность и уменьшение ее гидростатического давления в периферическом очаге компенсировались главным образом плавными прогибаниями кровли магматической камеры и проявлениями блоковых движений саурской, а затем и судетской фаз складчатости. Иногда, вероятно, происходили и частичные обрушения отдельных блоков, но они не имели существенного значения в формировании структуры. В результате этих процессов возникла крупная мульда с диаметром 80—100 км, которая условно может быть названа «консидиментационной», так как ее формирование происходило по мере опустошения магматической камеры и накопления вулканического материала. Форма мульды удлиненная (в северо-восточном направлении), что, скорее всего, является результатом движений затухающей саурской фазы складчатости. Мульда окружена кольцевой ослабленной зоной, возникновение которой связано, по-видимому, с завершающим периодом формирования структуры и является отражением на поверхности глубинных плутонических проседаний. Эта кольцевая зона существовала в дальнейшем в течение длительного промежутка времени (в среднем, а возможно, и позднем карбоне) и служила путями поступления магмы на земную поверхность.

Изменение состава и характера вулканогенных пород, а также распределение их фаций в среднем карбоне (калмак-

эмельская свита) позволяют считать, что на этой стадии в юго-западной части системы происходили главным образом извержения такого типа, в результате которых образовались спекшиеся туфы. Происходили они вдоль образованных ранее и возникающих вновь кольцевых трещин. Это подтверждается большим количеством установленных вдоль них жерловин и субвулканических тел, образующих в плане дугообразные цепочки. В то же время отсутствие реликтов вулканических аппаратов в северо-восточной части системы и наличие в разрезах свиты наряду со спекшимися туфами лавовых покровов позволяют предполагать здесь наряду с вулканами вдоль кольцевых трещин существование также щитообразного вулкана центрального типа (на месте гранитоидного массива Сарыюлен). Образование на этой стадии огромных масс спекшихся туфов, а порой и игнимбритов не могло компенсироваться лишь плавными прогибаниями кровли магматической камеры и сопровождалось образованием кальдер и кальдерообразных проседаний, а на отдельных участках и подземных котловинных обрушений с внедрением гранитоидов топарского комплекса непосредственно под вулканические постройки.

В результате во внутренней части раннекаменноугольной структуры в среднем карбоне была также образована крупная (70×50 км) «конседиментационная» мульда, усложненная более мелкими куполами и мульдами. По ее обрамлению вдоль кольцевых трещин, сформированных в процессе магматизма, и в центральных частях более мелких структур расположены некки, субвулканические тела и интрузии топарского комплекса, являющиеся наряду с вулканической мульдой элементами среднекаменноугольной кольцевой структуры.

Как от ранне-, так и от среднекаменноугольных структур сохранились лишь реликты, в значительной мере перекрытые или прорванные более поздними магматическими образованиями, тем не менее по имеющимся признакам их уверенно можно отнести к обращенным структурам вулканического типа.

Дальнейшее развитие Центрально-Токрауской системы кольцевых структур значительно отличается от предшествующих этапов ее формирования. На фоне крупной мульды, образованной вулканами каркаралинской и калмакэмельской свит, возникает целый ряд более мелких (с диаметром 20—30 км) самостоятельных структур (Уштоган-Сарыбулакская, Сарыозекская, Карагашская, Аюлюозекская и др.). Они представляют собой серию пологих мульд, сложенных породами керегетасской свиты — спекшимися туфами и игнимбритами дацитового (или дацито-андезитового) — липаритового составов и редкими линзами туфопесчаников или туфоконгломератов в основании. Постоянным элементом этих структур являются также конические трещины, вдоль которых расположены некки и субвулканиче-

ские тела и наличие которых, как известно, указывает на имевший место процесс куполообразования.

Однако куполообразование на этом этапе было, вероятно, незначительным, о чем свидетельствует крутизна конических трещин и их малочисленность. Сменявшие его выбросы спекшихся туфов и игнимбритовые извержения сопровождалось плавными прогибаниями кровли над опустошенной периферической камерой и кальдерными обрушениями вдоль кольцевых трещин. Чередование разнонаправленных движений привело к образованию глубоких кольцевых расколов, ограничивающих мульды, по которым после прекращения связи магматического очага с поверхностью происходили котлообразные обрушения с последующим становлением гранитоидов кокдомбакского комплекса. Доказательством этого является существование полукольцевой цепочки интрузивов по обрамлению Аюльюзекской мульды.

Отмеченный выше механизм становления конических и кольцевых трещин хорошо подтверждается наблюдениями над современными вулканами. Так, измерение деформаций земной коры с помощью точных геофизических методов вокруг вулкана Сакуразима, расположенного в одной из крупнейших современных кальдер Айра, показало, что каждому извержению предшествует значительное приподнимание местности, сменяющееся после извержения опусканием. Поднятия, наблюдавшиеся при последних извержениях вулкана Усу в 1910 г., составили около 400 м за 2 года и т. д.

Таким образом, формирование структур района гор Кызылрай в среднем—позднем карбоне происходило при непосредственном давлении магмы на кровлю периферической камеры и куполообразовании, которые сменились процессами вулканизма, а затем и компенсирующими обрушениями.

В позднем карбоне—ранней перми проявления магматизма были сосредоточены главным образом в 2 кольцевых структурах—Жундыкарганской и Аюльюзекской (диаметр 15—20 км). Они образованы породами позднекаменноугольной—раннепермской ассоциации; их элементами являются прежде всего пологие вулканогенные мульды во внутренних частях кольцевых структур, сформированных в среднем—позднем карбоне; мульды сложены игнимбритами, спекшимися туфами, реже лавами липаритового, трахилипаритового, липарит-дацитового составов с редкими прослоями и линзами туфитов и туфопесчаников архарлинской свиты. Мульды окружены несколькими концентрическими зонами, образованными цепочками некков, субвулканических тел, гранитоидов калдырминского комплекса и, наконец, дайками аюльюзекского комплекса. Жерловые и субвулканические тела—это преимущественно пологие дугообразные в плане залежи, расположенные вдоль конических трещин. Гранитоиды—эллипсоидные массивы, расположенные в пределах

Аюльюзекской структуры вдоль кольцевых расколов. Дайки образуют сложное переплетение многочисленных маломощных тел вдоль концентрической системы конических и кольцевых трещин, а также вдоль радиальных расколов. Присутствие перечисленных элементов кольцевых структур, характер вулканитов и распределение фаций магматических пород свидетельствуют о том, что они формировались при решающей роли процессов куполообразования (положительного магматического давления), чередовавшихся с процессами обрушения, компенсировавших прогрессирующее опустошение периферической магматической камеры.

Процесс куполообразования, предшествовавший созданию структуры, способствовал возникновению конических трещин, которые и послужили путями проникновения магмы к поверхности (некки и субвулканические тела). Последовательные извержения и излияния магмы (протекавшие на фоне продолжавшегося процесса куполообразования) компенсировались как плавными прогибаниями, так и главным образом кальдерообразными проседаниями и обрушениями. Край такой впадины в структуре Аюльюзек, вероятно, зафиксирован неполнокольцевой цепочкой сиенит-порфиров во внутренней ее части (размер ее около 10×15 км, что вполне соответствует известным наиболее крупным кальдерам: Асо-Сан, Япония — 13×2 , Циркус, Тенериф — 20×12 , Идъен — 20×16 , Санторин — $11,1 \times 17,4$ км и др.). Разнонаправленные движения блоков с образованием конических и кольцевых трещин привели к подземным котловинным обрушениям с последующим внедрением гранитной магмы, что подтверждается кольцеобразным расположением массивов калдырминского комплекса.

Завершилось формирование структуры внедрением многочисленных дайковых тел аюльюзекского комплекса по коническим, кольцевым, реже радиальным трещинам, компенсировавшим куполообразование в завершающий период формирования позднекаменноугольных—раннепермских структур. Распределение конических трещин свидетельствует об увеличении площади, охваченной куполообразованием, а появление радиальных расколов (они зафиксированы телами граносиенит- и гранит-порфиров) — о значительности растяжения в своде купола и верхних частей земной коры в целом. На отдельных участках кольцевых и радиальных трещин четко устанавливаются вертикальные подвижки небольшой амплитуды, в результате чего стало возможным поступление магмы к поверхности. Вертикальное давление после внедрения многочисленных даек снизилось и уравнилось общим прогибанием и проседанием кровли. В целом структура Аюльюзек по сочетанию признаков является обращенной вулcano-плутонического типа.

Несколько иным представляется нам механизм становления структуры Кызылрай — самой поздней в Центральнo-Токрауской

системе. Она служит ярким примером обращенной структуры плутонического типа, и ее элементами являются небольшая (7×13 км) асимметричная (типа «конки») впадина, сложенная породами жантауской свиты; полукольцевые расколы и зоны трещиноватости, переходящие в линейные, вдоль и на пересечении которых расположены неки, субвулканические тела и многочисленные дайки кызылрайского комплекса, окаймляющие центральный плутон (диаметром около 20 км) аляскитовых гранитов (Кызылрай), и, наконец, немногочисленные дайки ортауского комплекса, приуроченные к линейным трещинам в пределах гранитного массива (см. рис. 17, 19).

Главными составляющими элементами этой структуры являются крутопадающие или даже вертикальные концентрические трещины внешнего полукольца структуры, переходящие в линейные. Их заполнение магмой возможно только при частичных обрушениях вдоль них. Следовательно, становление структуры с самого начала сопровождалось обрушениями. Этот процесс неоднократно повторялся, о чем свидетельствует различный возраст даек в пределах кызылрайского комплекса. Процессы обрушения чередовались с положительным магматическим давлением, наиболее интенсивно проявлявшимся в начальный период образования структуры (вулканические извержения, конические дайки), и завершились опусканием центрального блока структуры с последующим образованием массива аляскитовых гранитов.

Подъем магмы происходил, скорее всего, по кольцевым расколам, ограничивающим центральный блок, а вместилищем интрузии явилось пространство между молодыми толщами лав и пирокластов маломощной кровли и опускающимся центральным блоком.

Формирование кольцевой структуры происходило на фоне интенсивных горизонтальных растяжений верхних частей земной коры, в результате чего наряду с кольцевыми образовывались и линейные зоны расколов, также заполнявшиеся дайками (токрауский комплекс).

Таким образом, Центрально-Токрауская система в целом представляет собой сложное сочетание, а точнее наложение друг на друга разновозрастных и разнотипных структур со смещенными в пространстве и во времени центрами. Первоначальная форма этой системы кольцевых структур была в дальнейшем искажена в результате более поздних деформаций и смещения отдельных ее блоков вдоль сбросо-сдвигов северо-западного простиранья.

Магматические породы различных фаций глубинности, входящие в состав определенной кольцевой структуры, обнаруживают, как было показано, тесную временную и генетическую связь (что подтверждается петрохимическими данными и гео-

химическими исследованиями) и составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Позднепалеозойские кольцевые структуры района гор Кызылрай в новейшее время испытывали интенсивные восходящие движения и подвергались избирательной денудации [143]. Наиболее интенсивное воздымание испытывал массив Кызылрай, являющийся центром Кызылрайской кольцевой структуры и образующий в современном рельефе куполообразную кольцевую морфоструктуру, т. е. наибольшей активизации в новейшее время подвергается наиболее молодая позднепалеозойская кольцевая структура. Низкогорье на гранитах пермского возраста обрамлено низкогорьем на вулканогенных породах кислого состава. При удалении на северо-запад от гор Кызылрай оно постепенно сменяется умеренно расчлененным низкогорьем, затем холмистым рельефом и, наконец, мелкосопочником типа «койтас». С севера, востока и юга горы Кызылрай обрамлены мелкосопочным рельефом различного типа и широко развитыми здесь докольными равнинами. Последние нередко имеют дугобразную в плане форму и подчеркивают кольцевой характер морфоструктуры. Кызылрайская новейшая структура своими размерами и интенсивностью локальных поднятий буквально «подавляет» также куполообразную Аюльюзекскую кольцевую морфоструктуру. Она также находит свое отражение в смене от центра к периферии низкогорья мелкопесчанником и аккумулятивными равнинами.

Более древние позднепалеозойские кольцевые структуры геоморфологически выражены незначительно.

СИСТЕМА УЛЬКЕН-КАРАКУУС

В отличие от рассмотренной Центрально-Токрауской системы система Улькен-Каракуус приурочена к северной окраине Токрауской впадины, к участку ее сочленения с Успенской зоной смятия, что при сохранении основных закономерностей развития позднепалеозойского магматизма и формирования структур обусловило некоторые их особенности, выразившиеся в отсутствии некоторых вулканогенных толщ, в слабом развитии дайковых комплексов, небольшом размере гипабиссальных интрузивов и т. д.

Кольцевая интрузия в районе гор Улькен-Каракуус была впервые отмечена еще в 1946 г. В. А. Чивжель и А. В. Воронковой; в дальнейшем геологическое строение этого района неоднократно освещалось в литературе, однако в результате проведенных работ с участием автора оно получило несколько иную интерпретацию.

Главными элементами системы кольцевых структур Улькен-Каракуус считаются (рис. 24):

1) вулканогенная мульда, сложенная вулканогенно-осадочными породами каркаралинской и калмакэмельской свит;

2) расположенные вдоль кольцевых расколов по обрамлению мульды гранитоиды балхашского комплекса, субвулканические тела калмакэмельской свиты, гранитоиды кокдомбакского комплекса;

3) залегающая несогласно на более древних свитах в пределах мульды очень пологая меньших размеров мульда, сложенная туфами и игнимбритами архарлинской свиты;

4) неки липаритовых и трахилипаритовых порфиров преимущественно позднекаменноугольного—раннепермского возраста, располагающиеся на кольцевых разломах;

5) кольцевая интрузия порфировидных гранитов, заполняющая вертикальные трещины и близкая по возрасту к архарлинской свите;

6) неполнокольцевая система даек гранит-порфиров, заполняющая конические и вертикальные трещины и, возможно, отделенная от первой кольцевой интрузии периодом излияния базальтов и трахилипаритов жантауской свиты. Не исключено, однако, что значительного перерыва между временем внедрения первой и второй кольцевой систем даек не было;

7) западный и центральный интрузивы гранитов, секущие кольцевые системы даек.

Магматические образования района. Основанием, на котором сформированы структуры Улькен-Каракуус, являются терригенные отложения силура, слагающие восточную часть Жаман-Сарысуйского антиклинория. Эти породы обнажаются в северной части Каракууской кольцевой структуры и в виде отдельных выходов прослеживаются в ее юго-восточной части (см. рис. 24). На силурийские осадочные породы с резким угловым несогласием и разрывом ложатся вулканогенно-осадочные отложения каркаралинской свиты, условно разделенные на 3 подсвиты:

1) нижнюю — слоистую толщу туфов различного, преимущественно дацитового состава с редкими покровами лав андезитового и дацитового состава с прослоями туфопесчаников, песчаников, известняков;

2) среднюю — представленную туфами и игнимбритами липарито-дацитового состава с прослоями кислых туфов;

3) верхнюю — липаритовых порфиров, туфов, игнимбритов липарито-дацитового состава с прослоями туфопесчаников и туфогравелитов.

В целом характер разреза каркаралинской свиты близок к таковому в районе гор Кызылрай (рис. 25). Нижняя подсвита слагает внешнюю часть вулканогенной мульды в районе гор Улькен-Каракуус, образованной каркаралинской свитой. Всюду отчетливо наблюдается падение пород к центру мульды, более крутое ($50-60^\circ$) в периферических частях и более пологое ($20-25^\circ$) — во внутренних.

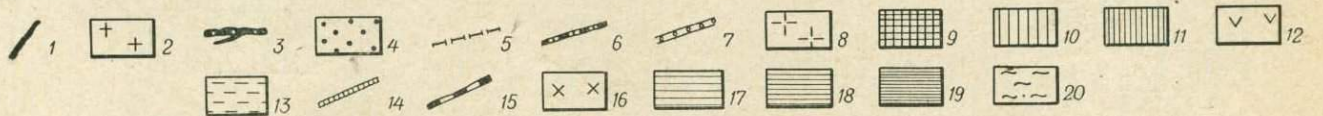
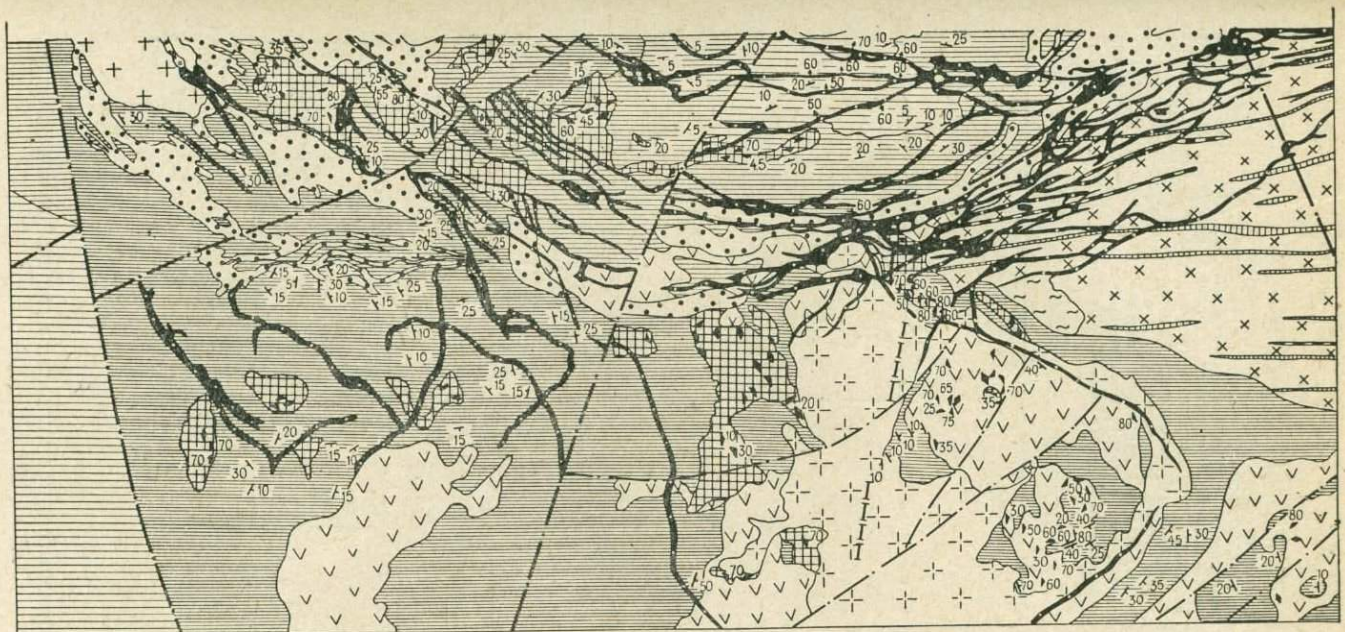
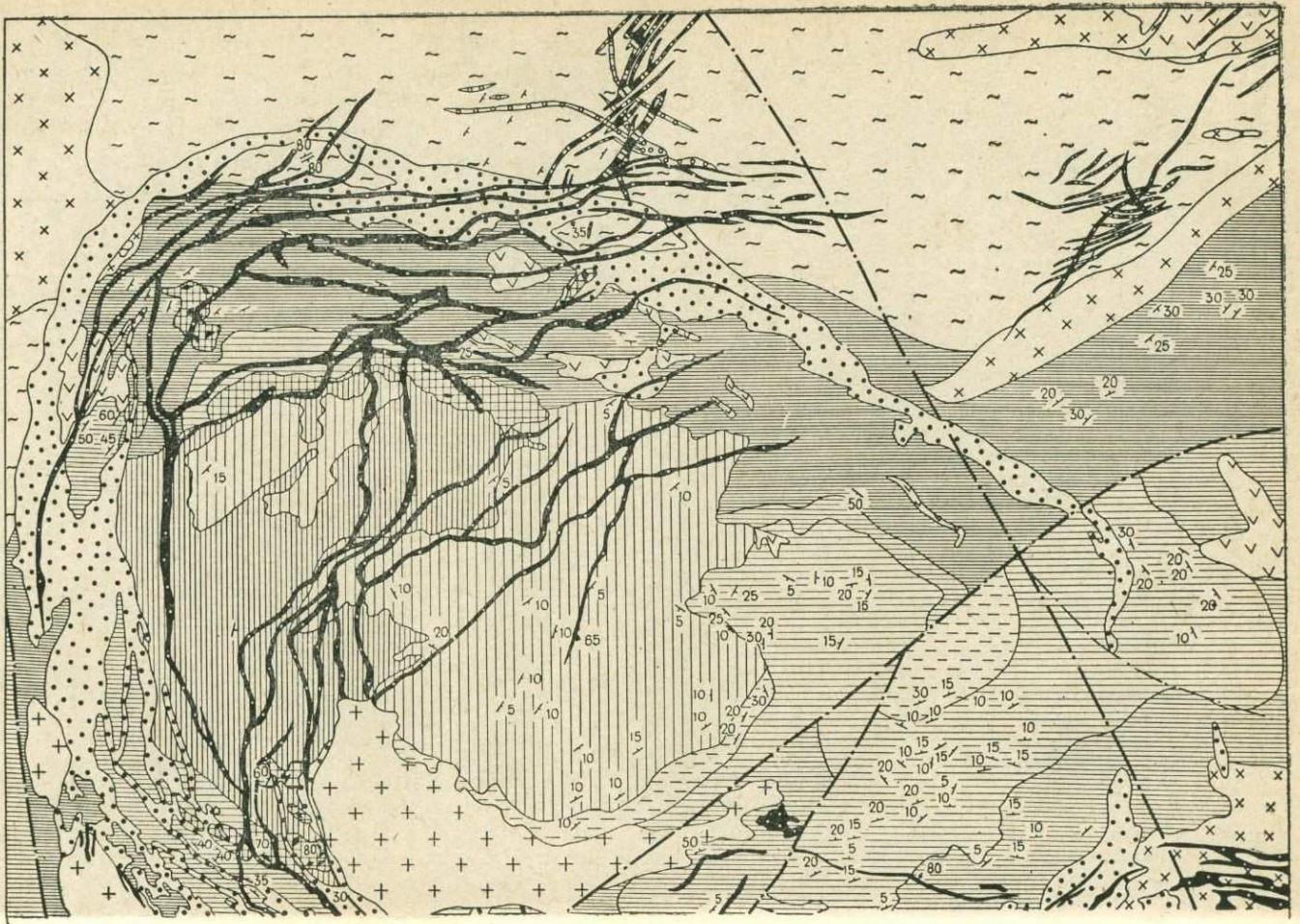


Рис. 24. Система кольцевых структур Улькен-Каракуус (легенду см. на с. 110).

1 — ортауский дайковый комплекс — гранит-порфиры; 2 — кызылрайский интрузивный комплекс — аляскитовые и лейкократовые граниты; токрауский дайковый комплекс: 3 — гранит-порфиры, 4 — диабазовые порфиры; 5 — аюльозекский дайковый комплекс — граниты и гранит-порфиры; 6 — мукурский дайковый комплекс — липаритовые порфиры; 7 — липаритовые и трахилипаритовые порфиры жерловой фации; архардинская свита: 8 — игнимбриты липаритового состава, 9 — агломератовые туфы и игнимбриты липаритового состава; 10 — кокдомбакский комплекс — гранодиориты, граносениты; среднекаменноугольная ассоциация: 11 — субвулканическая фация, 12 — покровная фация — туфы дацито-андезитового состава; аиртасский дайковый комплекс: 13 — гранит-порфиры, 14 — гранодиорит-порфиры, 15 — диоритовые порфиры; 16 — балхашский интрузивный комплекс — плагиограниты, гранодиориты; каркаралинская свита: 17 — верхняя подсвита — агломератовые туфы липаритового и липарит-дацитового состава, 18 — средняя подсвита — туффиты и туфы дацитового состава, андезитовые порфиры и их туфы, туфопесчаники, известняки; 20 — отложения основания.

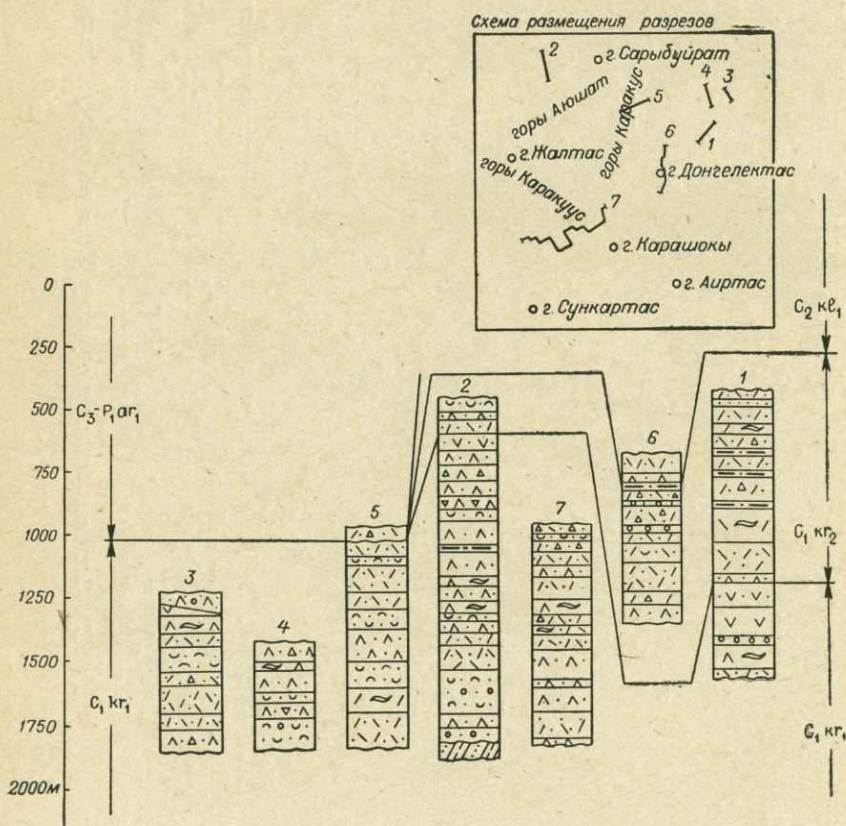


Рис. 25. Схема сопоставления разрезов вулканитов системы кольцевых структур Улькен-Каракуус.

Условные обозначения см. на рис. 20.

Общая структура нижней подсвиты усложнена структурами второго порядка — куполами и небольшими мульдами. Так, в крайней юго-западной части Улькен-Каракуусской структуры породы нижней подсвиты, представленные здесь главным образом кристаллоластическими туфами дацитового состава, образуют купол со сравнительно пологим ($10-15^\circ$) периклинальным падением с диаметром около 4,5 км. На юго-востоке структуры нижней подсвитой сложена мульда с разнообразными углами падения (от 15 до 70°), имеющая диаметр около 7,5 км, на северо-востоке (к северу от горы Жаргас) нижняя подсвита имеет северо-восточное простирание с довольно пологим ($20-25^\circ$) падением к северу и составляет уже часть иной структуры.

Породы нижней подсвиты местами довольно сильно дислоцированы, что существенно отличает их от пород средней и верхней подсвит. Общая мощность нижней подсвиты каркаралинской свиты, по А. М. Тарасенкову, 1170 м; им же была собрана флора плохой сохранности: *Knorria* sp., *Mesakalamites* sp., *Pteridorachis* sp., — которая, по заключению М. И. Радченко, имеет раннекаменноугольный возраст.

Средняя подсвита занимает внутреннюю часть мульды, образованной нижней подсвитой, и лежит на ней в общем согласно. Мощность средней подсвиты 150—200 м. На нижней и средней подсвитах залегает полого, с углами падения $5-10^\circ$, верхняя подсвита. Она в общем подчиняется тому же структурному плану, занимая самую центральную часть мульды.

Породы верхней подсвиты перекрыты более молодыми отложениями и сохранились в виде небольших участков, где лежат на нижней подсвите и представлены светлыми зеленовато-серыми агломератовыми туфами, падающими полого к центру структуры. На юго-востоке структуры эти отложения залегают согласно на средней подсвите и падают в северных румбах к центру мульды под углами $5-10^\circ$. Они представлены светло-серыми «комковатыми» липаритовыми туфами с большим количеством кварца и переслаиваются с пелловыми туфами липаритового состава и туффитами; часто встречаются (в отличие от района гор Кызылрай) прослой осадочных пород — песчаников, туфопесчаников, туфогравелитов.

Мощность верхней подсвиты около 200 м. Общей ее особенностью является преобладание агломератовых туфов в низах разреза, наличие туффитов и осадочных пород в средней части и вновь агломератовых туфов в верхней его части. Резко преобладают породы липаритового состава.

Верхняя подсвита, таким образом, занимает центральную часть мульды, образованной каркаралинской свитой в целом.

Несмотря на то что выделение отдельных подсвит в значительной степени условно, они отличаются друг от друга по составу; обращает на себя внимание также заметно более слож-

ное строение нижней подсвиты, связанное, возможно, отчасти с последними проявлениями саурской складчатости.

Породы каркаралинской свиты (нижней подсвиты) в районе гор Улькен-Каракуус в отличие от Центрально-Токрауской системы прорываются сильно измененными гранитоидами, обнажающимися на северо-западном и юго-восточном участках структуры. О форме интрузивов судить трудно из-за недостаточной их обнаженности.

На северо-западе небольшие выходы сильно милонитизированных диоритов располагаются вблизи контакта силурийских осадочных пород с нижними горизонтами каркаралинской свиты, они пересекаются здесь кольцевыми дайками. Образуют ли они самостоятельное тело, приуроченное к краевой части Каркаралинской мульды, или входят в состав крупного интрузива, расположенного несколько севернее, — решить трудно.

Интрузивное тело гранитоидов, расположенное на северо-востоке структуры, имеет площадь около 35 км² и вытянуто в широтном направлении. Основная часть интрузива сложена серовато-зелеными диоритами и гранодиоритами, менее распространены граниты. Переходы между всеми разновидностями постепенные. Общей особенностью пород является обилие мелких глубинных ксенолитов и интенсивное рассланцевание — многочисленные зеркала скольжения, широкое развитие процессов эпидотизации и хлоритизации. Простираение сланцеватости субширотное с крутым, почти вертикальным падением.

Гранитоиды в свою очередь секутся серией субпараллельных даек желтых, серовато-желтых гранодиорит-порфиров. Простираение даек восток-северо-восточное, падение близкое к вертикальному; мощность их обычно 2—3 м, реже больше; по простираению дайки прослеживаются на 3—4 км.

По-видимому, более поздними являются дайки диабазов и диабазовых порфиров, имеющие по преимуществу субширотное простираение (СВ 70°) и протягивающиеся за пределы структуры в виде линейного пояса на восток. Встречаются отдельные меридиональные дайки. Мощность даек диабазов обычно 1—2 м, по простираению они прослеживаются на 6—8 км. Дайки пересекаются кольцевыми дайками гранит-порфиров.

По вещественному составу, степени и характеру изменения, а также по возрастному положению гранитоиды должны быть отнесены к балхашскому комплексу, а секущие их дайки гранодиорит-порфиров и диабазов — к аиртасскому комплексу даек.

Отложения следующей по возрасту калмакэмельской свиты сохранились здесь в отличие от района гор Кызылрай лишь в небольшом числе мест и поэтому судить об образуемых ими структурах затруднительно. Свита обнажается на южных и юго-восточных склонах гор Улькен-Каракуус. Простираение ее здесь близко к широтному с падением к северу под углами 10—20°, т. е. в общем согласно с породами каркаралинской свиты. На западе

структуры в эрозионном окне среди эффузивов архарлинской свиты обнажаются дацито-андезитовые кристаллокластические туфы калмакэмельской свиты; это показывает, что площадь ее распространения была значительной, и мы наблюдаем сейчас отдельные ее фрагменты.

В основании свиты залегают туфоконгломераты и грубые агломератовые туфы, содержащие обломки только вулканогенных пород; в них встречаются прослойки светлоокрашенных пепловых туфов кислого состава. Выше этой слоистой пачки лежат плотные массивные дацито-андезитовые кристаллокластические туфы, типичные для калмакэмельской свиты Токрауского синклинория.

Эти породы характеризуются сильно варьирующими количественными соотношениями обломков и цементирующей массы. Иногда количество обломков столь велико, что они почти соприкасаются и изолированы друг от друга лишь узкой полоской слабо раскристаллизованного стекла (автомагматические брекчии²), в других случаях отношение обломков и цементирующей массы 1:1 и, наконец, в третьих — обломки составляют всего 10—20%. Участки с разным количеством обломков перемежаются иногда в пределах одного шлифа.

Мощность свиты в Улькен-Каракуусской структуре около 250 м. Отнесение этих вулканогенных пород к калмакэмельской свите произведено условно, на основании сопоставления с другими районами, и не исключено, что они могут относиться к керегетасской свите.

Субвулканические интрузии среднего карбона проявлены в районе в виде большого количества крупных тел андезитовых порфиритов, кварцево-диоритовых порфиритов, монцонит-порфиров, которые по составу близки к наиболее широко распространенным вулканитам калмакэмельской свиты и постоянно ассоциируют с ними. Они являются комагматами, рассматриваются в качестве субвулканической и жерловой фаций калмакэмельской свиты и образуют вместе с ней калмакэмельский вулканогенный комплекс.

Субвулканические тела в общем аналогичны таковым Центрально-Токрауской кольцевой системы, имеют изометрическую или несколько удлиненную в широтном направлении форму. Они прорывают вмещающие их эффузивы каркаралинской свиты и секутся кольцевыми дайками. Эти тела сложены мелкозернистыми, но полнокристаллическими породами с отчетливой директивной текстурой, выраженной ориентированными микролитами плагиоклаза. Трахитоидность крутопадающая (50—70°), структура пород порфировидная. Наиболее распространенными разновидностями являются диоритовые порфириты, хотя встречены также синито-диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры.

Субвулканические интрузии калмакэмельской и каркаралинской свит прорываются в свою очередь розовыми, кирпично-

красными порфировидными биотит-роговообманковыми гранодиоритами, которые секутся кольцевыми дайками гранит-порфиров.

По вещественному составу и главным образом по геохимическим особенностям гранодиориты могут быть сопоставлены с гранитоидами кокдомбакского комплекса района гор Кызылрай, хотя прямых доказательств этого нет. Они слагают здесь интрузивное тело площадью около 50 км². Западные и юго-западные его контакты пологие; можно видеть, как гранодиориты прорывают разные горизонты каркаралинской свиты и поверхность контакта падает под углом 10° в сторону вмещающих пород. В северо-восточной и восточной частях гранодиориты слагают дайкообразное тело с крутыми контактами, подчиняющееся форме кольцевого разлома, окружающего гору Аиртас. Однако на востоке это дайкообразное тело незаметно переходит в главный интрузив с пологими контактами.

В южной части интрузива гранодиориты довольно однородны, содержат мелкие редкие глубинные ксенолиты. Среди них встречаются участки лейкократовых гранитов, жилы гранитов секут гранодиориты. Состав гранодиоритов в северной части массива непостоянен, в нем меняется содержание кварца, амфибола.

Все описанные выше вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования несогласно перекрываются почти горизонтально лежащей архарлинской свитой. Возраст ее устанавливается на основании сопоставления с соседними районами. Она занимает северо-западную внутреннюю часть структуры и лежит на различных горизонтах нижней, на средней и верхней подсвитах каркаралинской свиты, а также на калмакэмельской свите. Взаимоотношения с подстилающими породами отчетливо наблюдаются в целом ряде мест. Так, в северо-западной части структуры можно видеть, как нижняя подсвита каркаралинской свиты, имеющая здесь меридиональное простирание и падение под углом 40—60° к востоку, перекрывается почти горизонтально залегающей архарлинской свитой; на востоке же архарлинская свита ложится уже на верхнюю подсвиту каркаралинской свиты. Достаточно отчетливое несогласное налегание архарлинской свиты на каркаралинскую и калмакэмельскую наблюдается на южных склонах гор Улькен-Каракуус.

Наблюдения над элементами залегания пород рассматриваемой свиты показывают, что на большой площади своего распространения они полого, под углами 5—7°, падают в южных румбах и лишь на юго-восточных склонах гор Улькен-Каракуус наблюдается их падение к северу, т. е. они образуют очень пологую мульду с центром, несколько смещенным к северу по отношению к центру Каркаралинской мульды.

Архарлинская свита Улькен-Каракуусской структуры в отличие от гор Кызылрай довольно однообразна по составу: это

спекшиеся агломератовые туфы, игнимбриты, реже лавы липаритового состава. Здесь можно условно выделить 2 подсвиты. Нижняя подсвита представляет собой сочетание агломератовых и спекшихся туфов, верхняя — красновато-лиловых, бурых игнимбритов. Впрочем, резкой границы между подсвитами нет, переход совершается постепенно. Мощность свиты около 200 м.

В пределах структуры Улькен-Каракуус, главным образом на площади распространения пород каркаралинской свиты, выявлено большое количество различной формы тел, секущих вмещающие породы и сложенных лиловыми, бурыми, реже белыми фельзитами или липаритовыми порфирами с крутопадающей флюидалностью и представляющих собой некки. Нередко они окружены агломератовыми грубообломочными бомбовыми туфами.

Целый ряд некков такого типа расположен вдоль кольцевых разломов в северной, западной, юго-западной частях структуры, а также на юго-востоке. Иногда они имеют удлиненную форму и вытянуты вдоль разломов, в других случаях изометричны. Размеры их колеблются от нескольких сот квадратных метров до 2—3 км². Установить возраст этих образований не представляется возможным; судя по малой степени изменения пород и их сходству с породами архарлинской свиты, большинство из них можно считать позднекаменноугольными — раннепермскими, хотя не исключено наличие среди них и более древних. Возрастное положение их определяется тем, что они прорывают каркаралинскую свиту и секутся дайками гранит-порфиоров. Наиболее распространенными породами, слагающими некки, являются фельзиты, липаритовые порфиры, трахилипаритовые порфиры. Фельзиты представляют собой неравномерно раскристаллизованные лавы, лишенные вкрапленников. Главными минералами являются калиевый полевошпат и кварц. Характерна постоянно наблюдающаяся флюидалность, образованная полосами в различной степени раскристаллизованного стекла и мелких сферолитов. Нередко такую структуру придают породе стекла и капли слабо раскристаллизованного стекла, располагающиеся в виде параллельных полос. В некоторых разностях фельзитов макроскопически отмечаются сферолоиды.

В северной части описываемой структуры наблюдается рой даек липаритовых порфиоров, имеющих северо-восточное простирание. Это плотные тонкозернистые плохо раскристаллизованные породы светло-розового цвета. Местами встречаются вкрапленники кварца (до 1 мм), вокруг которых заметны скопления сферолитов; реже в качестве вкрапленников встречается плагиоклаз, по которому метасоматически развивается микроклин.

Структура основной массы сферолитовая с участками фельзитовой. Размеры сферолитов до 1 мм. Нередко в центральной части они переходят в микрографические сростания кварца и

калинатрового полевого шпата. Также условно эти дайки отнесены нами к средне-позднекаменноугольному комплексу.

Дайки липаритовых порфиров, а также все перечисленные выше вулканогенные и интрузивные породы секутся позднекаменноугольной — раннепермской кольцевой интрузией порфировидных гранитов аюльозекского комплекса, образующих почти замкнутый овал, несколько вытянутый в северо-западном направлении и имеющий размеры 20×15 км. Центр овала располагается в 3—3,5 км к востоку от северного выхода центрального гранитного массива и близко к центру Каркаралинской мульды. В северной и восточной частях структуры кольцевая интрузия располагается на границе силурийских отложений и вулканогенно-осадочных пород каркаралинской свиты. На этих участках мощность кольцевого тела особенно значительна и достигает 1,0—2,0 км. В западной и восточной частях интрузия залегает в породах каркаралинской свиты и мощность ее заметно меньше (десятки метров).

Падение кольцевой интрузии крутое (60 — 70°) к центру структуры, а нередко вертикальное. В разных частях структуры можно наблюдать различный эрозионный срез кольцевых тел. Так, в западной части кольцевая интрузия только начинает вскрываться и можно наблюдать ее кровлю — ороговикованные, гранитизированные туфы кислого состава и зону верхнего эндоконтакта мощностью первые десятки сантиметров, представленную гранит-порфирами, нередко флюидалными. Здесь же в пониженных частях рельефа обнажаются хорошо раскристаллизованные порфировидные граниты. Все эти разновидности можно видеть на одном гипсометрическом уровне, что свидетельствует о неровной, извилистой поверхности кольцевой интрузии. Иногда мощное тело порфировидных гранитов разветвляется на несколько более мелких гранит-порфировых.

Породы, слагающие кольцевую интрузию, в зависимости от ее мощности обладают структурными особенностями: при малой мощности они представлены гранит-порфирами с различным относительным количеством порфировидных выделений и основной массы, а при большей — среднезернистыми равномернозернистыми гранитами в центре, порфировидными ближе к контакту и гранит-порфирами в эндоконтакте.

Гранит-порфиры маломощных тел и эндоконтактовых зон обладают более резко выраженной порфировидной или даже порфировой структурой. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, сферолитовая, гранофировая.

Количество вкрапленников колеблется от 5 до 25%. Среди них преобладают кварц и калинатровый полевой шпат, встречаются единичные кристаллы олигоклаза. Размеры вкрапленников 2—5 мм.

Возраст кольцевой интрузии определяется как позднекарбонный—раннепермский на том основании, что она прорывает

архарлинскую свиту и интродуцирована аляскистыми гранитами перми. По вещественному составу и геохимическим особенностям слагающие ее породы близки к архарлинской свите и могут быть объединены с ней в единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Кольцевая интрузия сечется системой сложно ветвящихся и субпараллельных даек гранит-порфиров токрауского комплекса. Эти породы чрезвычайно сходны с зонами эндоконтактов мощных тел порфировидных гранитов и практически неотличимы там, где не наблюдается их взаимного пересечения. Мощность даек в среднем равна 8—15 м. Ширина образованного ими неполного кольца несколько меняется, но близка к 3—4 км, а внешний диаметр совпадает с диаметром кольцевой интрузии. На юго-востоке они переходят в широтный или меридиональный линейные пояса. Целый ряд даек меридионального простирания соединяет северную и южную части полукольца в его западной части.

Падение даек гранит-порфиров различно в различных частях структуры. В северной части оно в общем согласно с падением вмещающих пород каркаралинской свиты (иногда несколько более крутое), т. е. к центру под углами 50—60°. Во внутренней части кольца падение становится более крутым вплоть до вертикального.

Наблюдения показывают, что кристаллизация пород, слагающих дайки, происходила под маломощной кровлей в несколько десятков метров. Во внутренней части структуры, сложенной эффузивами архарлинской свиты, в вертикальных обнажениях можно наблюдать дайки, в одних участках выходящие на поверхность, а в других имеющие кровлю, сложенную игнимбритами верхней подсвиты архарлинской свиты; в верхнем контакте породы дайки слабо раскристаллизованы и обладают флюидалной текстурой.

Возраст гранит-порфиров считается пермским на том основании, что они секут кольцевую интрузию порфировидных гранитов и прорываются пермскими аляскистыми гранитами. Они, кроме того, хорошо сопоставляются с соответствующими разностями токрауского комплекса даек Центрально-Токрауской кольцевой системы.

Гранит-порфиры — розовые, красные, серые породы с хорошо различимыми макроскопически вкрапленниками калинатрового полевого шпата. Количество и размеры вкрапленников могут быть различными, и на этом основании среди них можно выделить полифировые, невадитовые и олигофировые разности, однако эти разности не отвечают возрастным группам, а возникновение их связано с условиями остывания, а следовательно, прежде всего с мощностью даек.

Порфировидные граниты и гранит-порфиры прорваны аляскистыми гранитами кызылрайского комплекса, аналогичными

такowym в районе гор Кызылрай. Граниты образуют 2 интрузивных тела: Западное и Центральное, — несколько отличающиеся по крупности зерен слагающих их пород — среднезернистых в первом и мелкозернистых по преимуществу во втором.

Западный интрузив имеет видимые размеры $3,0 \times 1,0$ км. Обнаженный восточный его контакт прямолинеен и падает под вмещающие породы под углами $50-55^\circ$. Вулканогенные породы каркаралинской и архарлинской свит вблизи гранитов сильно изменены: перекристаллизованы, ороговикованы, иногда гранитизированы. На юго-восточном контакте Западного массива гранитов с порфиroidными гранитами кольцевой интрузии, где эти разновидности наиболее близко подходят друг к другу, порфиroidные граниты инъецированы тонкими (сантиметры) прожилками аплитов. Взаимоотношения с гранит-порфирами кызылрайского комплекса видны в ряде мест — гранит-порфиры прорваны гранитами и ороговикованы в контакте с ними.

Преобладающей породой центрального интрузива является светло-розовый, белый равномернозернистый или слабопорфиroidный гранит с размерами зерен $0,8-4,0$ мм. Встречаются пластовые тела мелкозернистых порфиroidных гранитов и жилы аплитов различного простирания. Узкая ($10-20$ см) зона эндоконтакта сложена мелкозернистыми гранитами.

Возраст гранитов определяется как пермский (позднепермский?) на том основании, что они секут все известные в районе породы. По особенностям вещественного состава и геологическому положению граниты близки к гранит-порфирам полукольцевой системы даек и могут рассматриваться как члены единой вулканоплутонической ассоциации.

Граниты западного интрузива секутся маломощными ($20-30$ см) дайками серовато-фиолетовых гранитов ортауского комплекса северо-западного простирания ($SZ 320-325^\circ$) с падением к востоку под углами $55-65^\circ$. Эти породы обладают афанитовой основной массой и содержат вкрапленники калинатрового полевого шпата ($30-50\%$) и в меньшем количестве кварца. Вкрапленники встречаются как изолированно, так и в гломеропорфиroidных скоплениях. Структура основной массы сферолитовая, размер сферолитов до 2 мм. Калинатровый полевой шпат — триклинный промежуточный ортоклаз ($2V=75^\circ$, $\Delta=0,25$).

По возрастному положению дайки сферолитовых гранит-порфиroidов могут сопоставляться с ортауским комплексом даек.

Как и породы района гор Кызылрай, магматические комплексы Улькен-Каракуусской кольцевой структуры, входящие в состав вулканоплутонических ассоциаций различного возраста и отвечающие определенным стадиям развития структуры, характеризуются близостью петрографического состава, петрохимическим и геохимическим сходством. Однако вслед-

стве ограниченности объема представляемой работы эти данные здесь не приводятся.

История формирования. Начало формирования системы, как и Центрально-Токрауской, относится к концу раннего карбона, когда общее воздымание области, связанное с последними фазами саурской складчатости, привело к растяжению верхней части земной коры, сопровождавшемуся образованием многочисленных расколов.

Заложение структуры Улькен-Каракуус, располагающейся в зоне сочленения складчатых ранне- и среднепалеозойских образований с блоком докембрийских кристаллических пород, составляющих фундамент Токрауского синклинория, связано с образованием кольцевого разлома или серии пересекающихся разломов в фундаменте, являвшихся путями проникновения магматического расплава на земную поверхность. О контурах блока, окруженного разломами, можно судить по границам мульды, сложенной породами каркаралинской свиты.

В начальный этап формирования структуры, как и в районе гор Кызылрай, из вулканических аппаратов центрального типа, расположенных на разломах, происходили эксплозивные извержения, приводящие к образованию преимущественно пирокластических пород. Переслаивание продуктов наземного вулканизма с осадочными породами показывает, что в период формирования каркаралинской свиты происходили периодические опускания блока с возникновением депрессий, где и протекало осадконакопление, частично в условиях мелководья.

Извержения сваренных туфов, как показывают наблюдения во многих регионах земного шара, и прежде всего в областях современного вулканизма, связаны с пароксизмальными процессами, сопровождающимися, как правило, обрушениями кальдерного типа. Однако доказательства существования кальдеры в период каркаралинского вулканизма отсутствуют. В это время происходило сравнительно медленное плавное опускание (проседание) блока пород фундамента в связи с падением давления в расположенном под ним магматическом очаге вследствие излияния расплава на земную поверхность. Незначительная скорость погружения блока связана, вероятно, с отсутствием резкой разницы в удельном весе твердых пород и магмы, которая в этот период характеризовалась гетерогенным составом, отвечающим в среднем гранодиориту—дациту.

Современная брахиформная структура каркаралинских отложений Улькен-Каракуусской системы, возникшая в процессе постепенного проседания, также должна рассматриваться как «конседиментационная» вулканогенная мульда. Она также удлинена в субширотном направлении, но по размерам (30×45 км) значительно уступает Центрально-Токрауской. По-видимому, единый крупный центральный блок был разбит на ряд более мелких и вертикальное перемещение их происходило

дифференцированно — медленнее в одних, быстрее в других участках, что вызывало усложнение структуры с появлением мульд и куполов второго порядка.

В отличие от района гор Кызылрай здесь после прекращения сообщения магматического очага с земной поверхностью по разломам, ограничивающим мульду, произошло внедрение последующих порций магмы, давших начало интрузивным телам гетерогенных гранитоидов балхашского комплекса, отчетливо приуроченным к зоне пограничного разлома. В формировании пространства, по-видимому, значительную роль играли процессы частичного подземного обрушения отдельных блоков пород преимущественно в зоне кольцевого разлома, ограничивающего мульду.

Остаточные порции расплава, внедрившиеся по трещинам в интрузивных телах гранитоидов, привели к образованию даек гранодиорит-порфиоров, секущих гранитоиды и ориентированных параллельно направлению главного кольцевого разлома. Появление даек диабазов, замыкающих магматический цикл нижней карбона, свидетельствует о поступлении расплава с более глубоких уровней.

Важной особенностью раннекарбоневой вулканоплутонической ассоциации является разнообразие состава входящих в нее пород (андезиты—липариты, диориты—граниты).

Дальнейшая история формирования рассматриваемой структуры в отличие от Центрально-Токрауской системы недостаточно ясна, так как образования среднего и позднего карбона здесь пользуются незначительным распространением, да и возраст их достоверно не установлен. Сохранились лишь реликты вулканогенной мулды, сложенной породами кальмакэмельской (?) свиты, и кольцевые расколы, вдоль которых расположены субвулканические тела среднекаменноугольного вулканогенного комплекса и кокдомбакские гранитоиды.

Развитие Улькен-Каракуусской системы в позднем карбоне—ранней перми очень сходно с развитием Центрально-Токрауской системы. Начало этого этапа ознаменовано наземными извержениями эксплозивного типа с исключительным развитием туфов и игнимбритов липаритового состава. Сохранились вулканические аппараты, располагавшиеся вдоль ранее существовавших и возникших вновь центриклинальных кольцевых (или конических) разломов; вполне вероятно, что кроме них существовало жерло в центральной части структуры.

Вслед за вулканическими извержениями по границе раннекарбоневой мулды открылся широкий кольцевой разлом, заполнившийся гранитной магмой, кристаллизовавшейся под малоомощной кровлей и давшей начало кольцевой интрузии порфировидных гранитов. Положение этого разлома фиксирует, вероятно, размеры магматического очага, заполнение которого сопровождалось дроблением и обрушением мелких блоков

в зоне разлома и подземным проседанием центрального блока, имевшего близкую к цилиндрической форму.

Игнимбриты архарлинской свиты и породы кольцевой интрузии являются комагматами и должны быть объединены в единую позднекарбоновую—раннепермскую вулканоплутоническую ассоциацию. Обращает на себя внимание весьма однородный состав магмы этого периода, что может быть связано с перемещением области плавления в более высокие горизонты коры или выравниванием состава в связи со значительным периодом его генерации. Этот период развития магматизма является кульминационным для позднего палеозоя Токрауского синклинория.

Позже (вероятно, в ранней перми) происходило дальнейшее раздробление центрального блока; в зоне шириной 3—4 км возникла целая серия центрипетально расположенных кольцевых и конических трещин, параллельных пограничному кольцевому разлому, а также ряд линейных расколов, пересекающих центральный блок и продолжающихся на значительные расстояния за его пределы.

Заполнение трещин в процессе дальнейшего опускания блока привело к образованию комплекса даек гранит-порфиоров (токарауский комплекс). Некоторые из них, возможно, сохранили связь с земной поверхностью.

Центр этого более позднего полукольца почти точно совпадает с центром кольцевой интрузии порфировидных гранитов.

Процессы подземного кальдерного обрушения в связи с прогрессирующим опустошением магматического очага приняли значительные размеры; произошло обрушение крупного блока под центральной частью структуры, и возникшее пространство было заполнено магмой с образованием плутона аляскитовых гранитов с пологой и маломощной кровлей. Плутон расположен несколько эксцентрично по отношению к более ранним элементам структуры и, возможно, имеет большие размеры, чем диаметр кольцевого разлома.

Внедрением послекызылрайских даек ортауского комплекса завершилось формирование Улькен-Каракуусской структуры.

Важной ее особенностью, помимо отсутствия или неполного проявления ряда магматических комплексов, является почти постоянное положение центра и определяющая роль пограничного кольцевого разлома во все этапы ее формирования. Это отражает, по-видимому, постоянное положение магматического очага, претерпевшего сложные процессы дифференциации и вертикального перемещения и сохранившего свое положение в течение всего позднего палеозоя, от конца раннего карбона до поздней перми. Интенсивность процессов дробления и обрушения центрального блока в общем возрастала по мере опустошения очага, но имела периодический характер, связанный с особенностями развития области плавления и, по-видимому, поступлением расплава в периферический очаг.

После своей консолидации структура испытывала деформации, которые, однако, не изменили существенно ее первоначального строения (рис. 26).

В новейшее время Улькен-Каракууская кольцевая структура испытывала интенсивные восходящие движения и избирательную денудацию. Это привело к образованию изометричной кольцевой морфоструктуры. В ее строении принимают участие концентрически расположенные различные типы денудационного и денудационно-аккумулятивного рельефа (рис. 27).

КАРГАЛИНСКАЯ СИСТЕМА

Еще одна предлагаемая на рассмотрение система кольцевых структур расположена в северо-западной части Токрауской впадины, в зоне ее сочленения со среднепалеозойским Жаман-Сарысуйским антиклинорием.

Главными ее элементами являются (рис. 28):

1) длительно развивавшаяся мульда проседания, образованная вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами каркаралинской и калмакэмельской свит и тесно связанными с ними жерловинами и субвулканическими телами (ранне- и среднекарбовые вулканогенные комплексы);

2) расположенные по юго-западному обрамлению этой мульды гранитоиды топарского комплекса;

3) серия небольших разобщенных мульд (в пределах крупной мульды), выполненных породами керегетасской свиты, и приуроченных к ним жерловин (покровная и жерловая фации средне-позднекарбового вулканогенного комплекса);

4) полукольцо гранитоидов кокдомбакского комплекса, обрамляющее структуру с юга;

5) небольшая мульда на северо-востоке структуры (Слушоки), сложенная породами архарлинской свиты; приуроченные к ней жерловины и субвулканические тела (позднекаменноугольный—раннепермский вулканогенный комплекс);

6) расположенные также на северо-востоке структуры по обрамлению мульды Слушоки дайки мукурского комплекса и калдырминские граниты; обрамляющая всю Каргалинскую структуру кольцевая система даек аюлюзекского комплекса;

7) линейная система (северо-западного направления) даек токрауского комплекса и выступ апикальной части гранитов кызылрайского комплекса.

С юга к Каргалинской системе кольцевых структур примыкают Карашинская (рис. 28, I) и Жалгызтасская (II) структуры. Обе они представляют собой мульды, образованные породами каркаралинской и керегетасской свит; по кольцевым трещинам расположены тела, сложенные породами жерловой и субвулканической фаций тех же свит; Жалгызтасскую структуру, кроме того, обрамляет пояс кольцевых даек аюлюзекского комплекса.

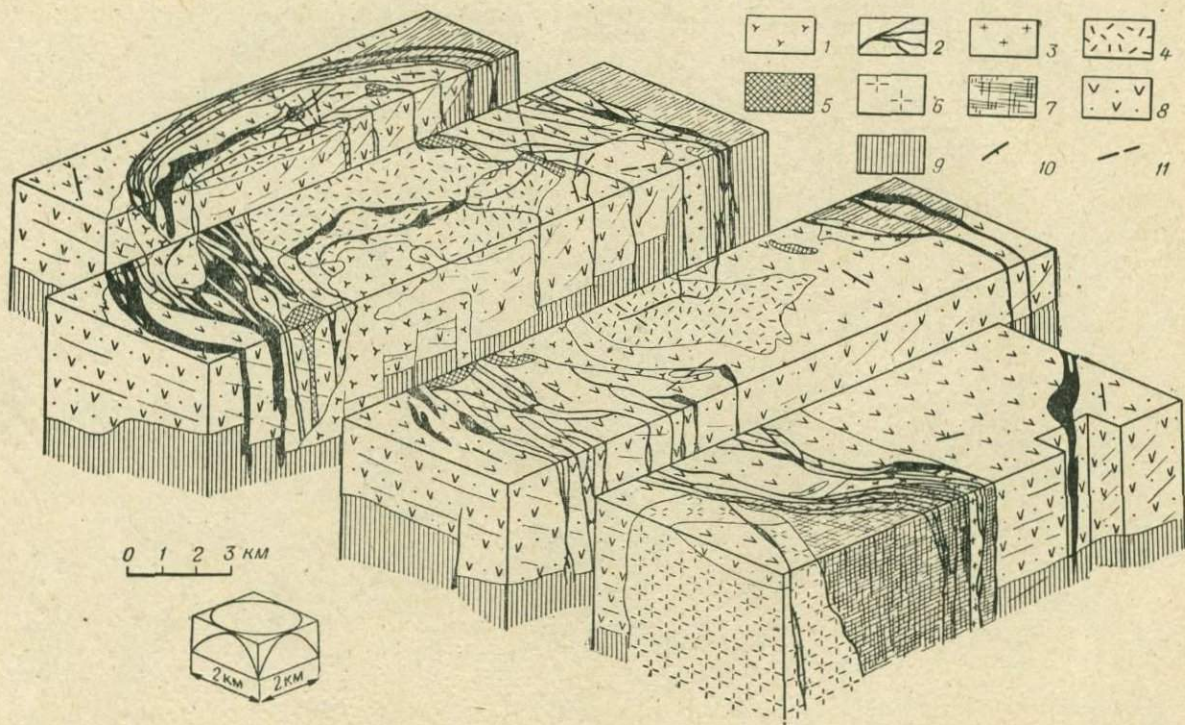


Рис. 26. Блок-диаграмма системы кольцевых структур Улькен-Каракуус.

1 — мелкозернистые аляскитовые граниты; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — порфиридные граниты; 4 — липаритовые порфиры и туфы покровов; 5 — липаритовые порфиры, фельзит-порфиры, слагающие некки; 6 — граносиениты; 7 — диориты и гранодиориты; 8 — дацитовые порфиры и их туфы; 9 — песчаники и алевролиты; 10 — слоистость; 11 — разломы.

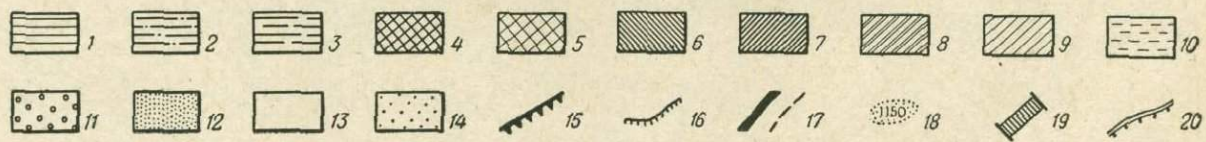
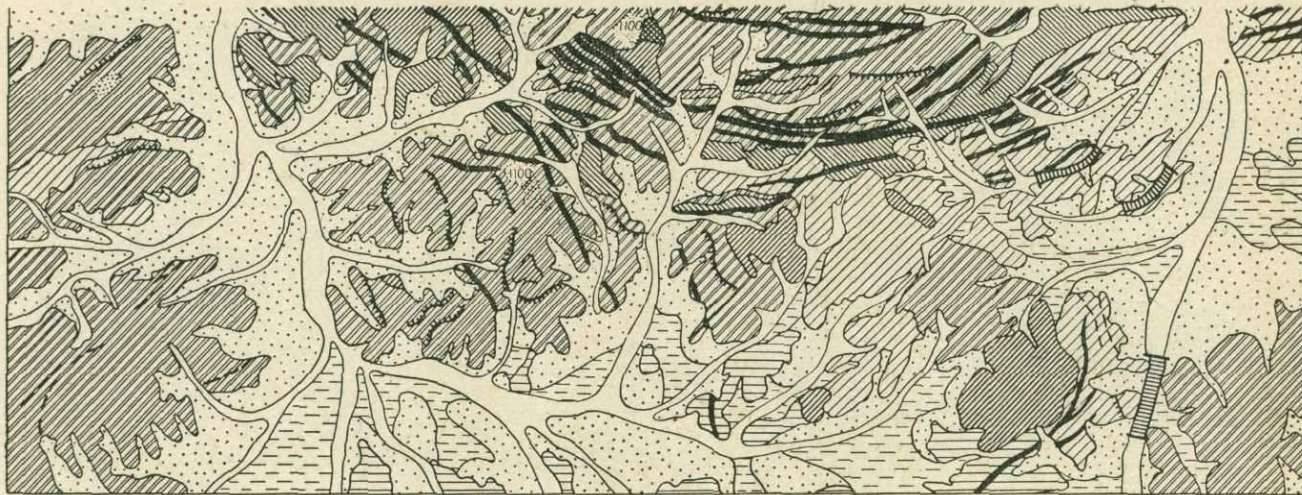
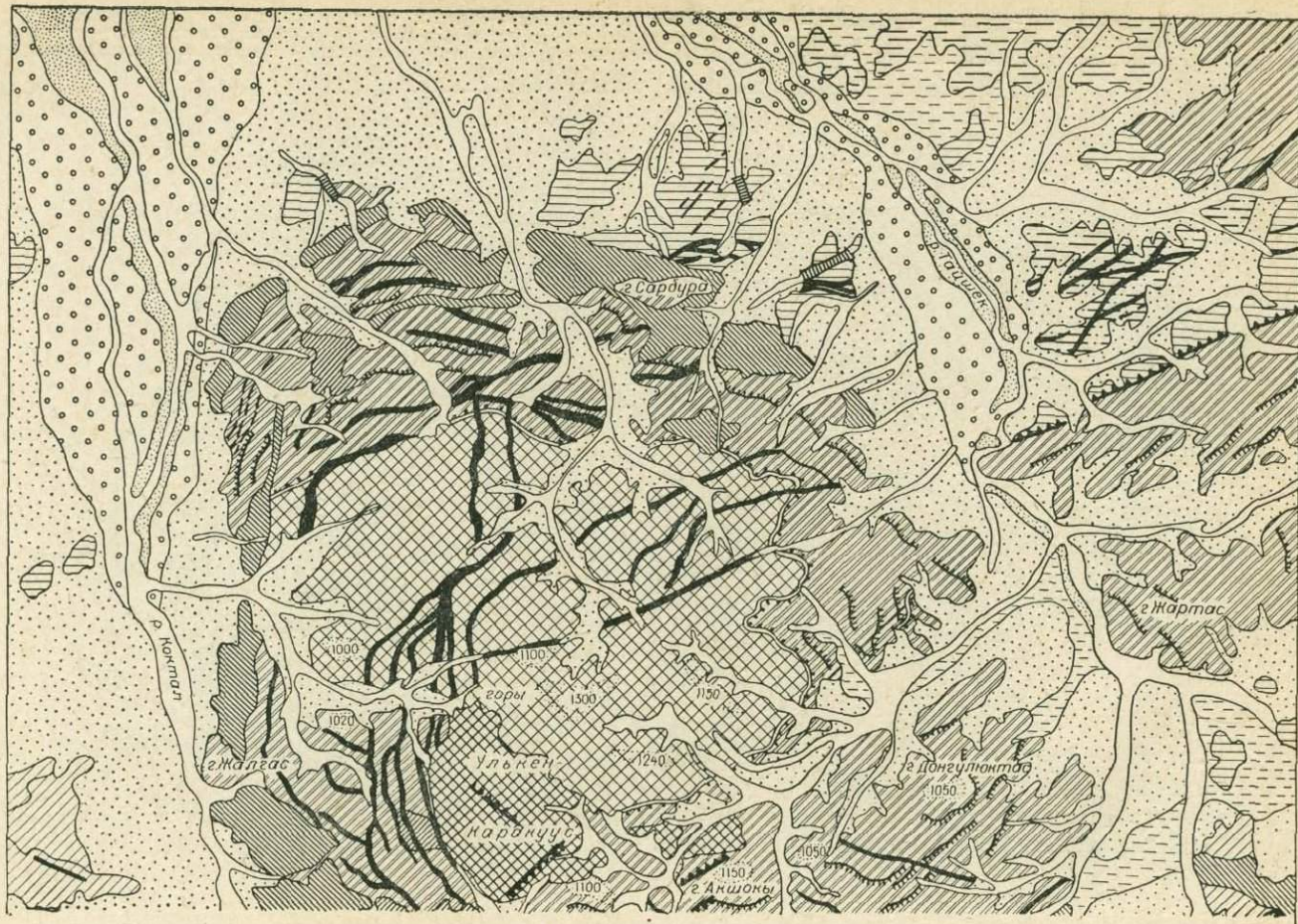


Рис. 27. Геоморфоструктурная карта системы кольцевых структур Улькен-Каракуус (составила Н. В. Скублова).

1 — цокольная слабо всхолмленная равнина; 2 — мелкосопочник типа «койтас»; 3 — увалистый мелкосопочник; 4 — резко расчлененное низкоргорье; 5 — крутосклонное низкоргорье; 6 — грядовое низкоргорье; 7 — куполовидное низкоргорье; 8 — куесто-грядовое низкоргорье; 9 — холмогорье; 10 — слабоволнистая равнина; надпойменные террасы: 11 — вторая, 12 — первая; 13 — пойма рек; 14 — наклонные равнины; формы рельефа: 15 — тектонические уступы, 16 — куесты, 17 — гряды и гривки, 18 — реликты поверхностей выравнивания, 19 — antecedентные долины, 20 — денудационные уступы.

1 — кызылрайский интрузивный комплекс; ортауский дайковый комплекс; 2 — диабазовые порфиры, 3 — гранит- и гранодиорит-порфиры; 4 — аюльюзекский дайковый комплекс; 5 — граниты калдырминского комплекса; 6 — мукурский дайковый комплекс; жерловая фация архарлинской свиты; 7 — дацитовые порфиры, 8 — липаритовые порфиры; 9 — архарлинская свита; 10 — кокдомбакский интрузивный комплекс; керегетасский комплекс; 11 — жерловая фация; покровная фация; 12 — верхняя подсвита, 13 — нижняя подсвита; 14 — гранитоиды топарского комплекса; калмакэмельский комплекс; 15 — субвулканическая фация, 16 — жерловая фация, 17 — верхняя подсвита, 18 — нижняя подсвита; каркаралинский комплекс; 19 — субвулканическая фация; 20 — жерловая фация, 21 — верхняя подсвита, 22 — нижняя подсвита; девонские образования; 23 — известняки; 24 — туфы кислого состава; 25 — силурийские отложения; 26 — вторичные кварциты; 27 — структуры второго порядка: А — Акбулак-Карасайская зона разломов; Б — Джусабайский сдвиг.

Магматические образования района. Основанием для Каргалинской структуры служат отложения силурийской и девонской систем. Выходы их обрамляют ее с северо-запада, запада и юга, где частично отделяют Каргалинскую структуру от Карашинской и Жалгызтасской.

Раннекарбонный (визе-намурский) вулканогенный комплекс (самые древние образования Каргалинской системы кольцевых структур) объединяет покровную (каркаралинская свита), жерловую и субвулканическую фации.

Каркаралинская свита в целом образует внешнее кольцо структуры, оконтуривающее вышележащие породы калмакэмельской свиты в виде полосы 1—1,5 км. На северо-западе, западе и юго-западе структуры породы этой свиты залегают непосредственно на нижнесилурийских песчано-сланцевых образованиях; на северо-востоке и юго-востоке основание свиты не обнажено, и она плавно через антиклинальные перегибы переходит в другие структуры (см. рис. 15 и 28). Все горизонты и толщи каркаралинской свиты, относящиеся к Каргалинской структуре, повсеместно имеют центриклинальное падение (более крутое в периферических частях и более пологое — во внутренних) под углом 10—30°. Для этой свиты, как и в других районах, характерен пестрый состав вулканитов при общей тенденции к их смене от андезитов—базальтов через андезиты и дациты к липаритам (рис. 29). Кроме того, в составе свиты постоянно присутствуют вулканогенно-осадочные пачки, особенно в ее основании. По характеру разреза свита условно разделена на 2 подсвиты. В нижней преобладают вулканогенные породы среднего состава, постоянно присутствуют горизонты и пачки вулканогенно-осадочных пород; верхняя характеризуется преимущественным развитием туфов липаритового состава и незначительным присутствием туфогенно-осадочных пород. Значительная часть площади развития верхней подсвиты перекрыта более молодыми отложениями, и она обнажается главным образом в юго-восточной части Каргалинской системы, в небольших участках на западе и севере структуры, а также в основании Карашинской и Жалгызтасской структур.

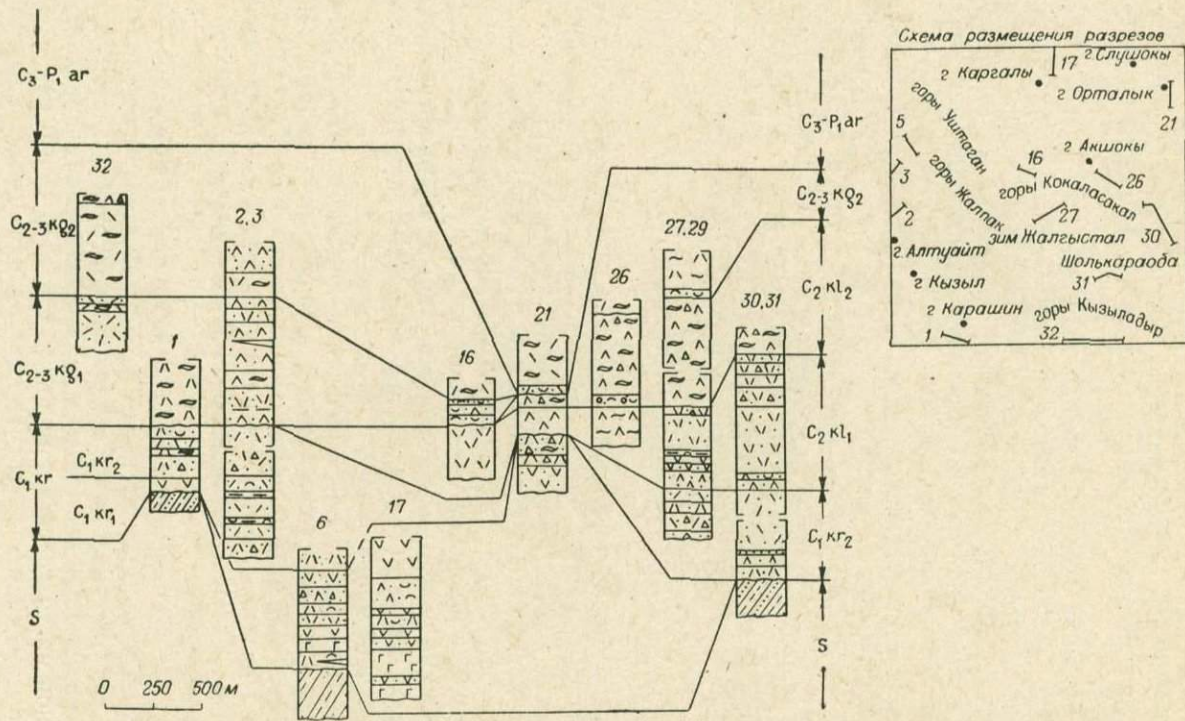


Рис. 29. Схема сопоставления разрезов вулканитов системы кольцевых структур Каргалы.
Условные обозначения см. на рис. 20.

К каркаралинской свите вышеописанные образования отнесены условно на основании сопоставлений с другими структурами Токрауского синклинория (некоторые обособленные выходы этой свиты в северо-западной части района отнесены Г. Т. Скубловым, проводившим геологическую съемку в этом районе, к керегетасской свите). Мощность свиты колеблется от 500 до 100 м.

Образования жерловой фации каркаралинской свиты в пределах Каргалинской системы не известны. Выходы их отмечены только в пределах соседней Карашинской структуры, где они образуют 2 изолированных выхода, окаймляющие структуру с запада и востока, сложены липарито-дацитовыми порфирами, сходными с покровными фациями.

Породы каркаралинской свиты (верхней подсвиты) прорваны гранит-порфирами субвулканической фации. Гранит-порфиры слагают несколько мелких изолированных тел в юго-восточной части структуры, которые, скорее всего, представляют собой выходы единого слабо вскрытого лакколита. Слагающие его гранит-порфиры имеют порфировую структуру; вкрапленники (20—45% породы) размером до 6 мм представлены зернами кварца округлой формы, таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (№ 10—15), калинатровым полевым шпатом — пертитом (до 15%).

Возраст гранит-порфиров условен. Стоит отметить, что гранит-порфиры внешне удивительно похожи на вмещающие их монотонные кристаллокластические туфы каркаралинской свиты, содержащие кристаллокласты (2—4 мм) кварца и полевых шпатов. Кроме того, гранит-порфиры отмечены только среди верхней подсвиты каркаралинской свиты.

Среднекаменноугольный вулканогенный комплекс включает покровную фацию (калмакэмельская свита), жерловые и субвулканические образования.

Калмакэмельская свита развита в пределах Каргалинской кольцевой системы очень широко. Практически породы свиты выполняют всю центральную часть крупной Каргалинской мульды. Повсеместно они согласно залегают на породах каркаралинской свиты. По характеру разреза выделены нижняя и верхняя подсвиты.

Для выходов нижней подсвиты, как и каркаралинской свиты, характерна дугообразная конфигурация в плане; они образуют как бы «среднее кольцо» Каргалинской структуры, несколько асимметричное: ширина полосы калмакэмельских образований в северной части достигает порой 10 км, в то время как на юге она не превышает 3—5 км. Напластование везде характеризуется падением по направлению к внутренней части структуры под углами от 30 до 10°, выполаживаясь иногда при приближении к центральной части.

Различия между северной и южной частями «среднего кольца» наблюдаются также в распределении фаций нижней подсвиты калмакэмельской свиты. В северной части широко развиты покровы порфиринов андезито-дацитового состава, реже дацитовых порфиринов с единичными прослоями туфов или игнимбринов того же состава (рис. 29, разрезы 16, 21, 26); очень редки и маломощны прослои кристаллокластических туфов; разрез монотонный, мощность около 300 м. В южной части Каргалинской структуры нижняя подсвита представляет собой переслаивание несколько различающихся по окраске и структуре кристаллокластических туфов дацито-андезитового состава, изредка отмечаются прослои туфов или туффитов дацитового состава, туфопесчаников, туфоалевролитов (рис. 29, разрезы 27, 29 и 30); мощность разреза в южной части также около 300 м.

Верхняя подсвита калмакэмельской свиты слагает центральную, или внутреннюю, часть Каргалинской мульды, несколько смещенную к югу относительно ее центра и удлиненную, как и вся мульда, в широтном направлении. Породы этой подсвиты залегают, как правило, на образованиях нижней подсвиты, иногда в основании подсвиты отмечается маломощная быстро выклинивающаяся пачка туффитов—туфопесчаников; на отдельных участках наблюдались локальные несогласные залегания. Представлена верхняя подсвита однообразной толщей агломератовых игнимбринов липарит-дацитового и дацитового состава (Г. Т. Скубловым отнесена к керегетасской свите).

Жерловая фация вулканитов среднего карбона в пределах Каргалинской структуры развита широко, причем главным образом на площади распространения пород нижней подсвиты калмакэмельской свиты и реже каркаралинской свиты. Выявлено 13 различной формы некков, и почти все они расположены в северной части мульды, тем самым дополняя асимметрию «среднего» кольца структуры. Размеры некков широко варьируют: самый крупный — 4×2 , в то время как другие составляют всего лишь $0,5 \times 0,3$ км; средний размер — $1 \times 0,5$ км. Форма чаще всего изометричная, реже дугообразная или силлообразная.

Контакты некков с вмещающими породами вертикальные или крутопадающие (под углами $60-80^\circ$) внутрь жерловин; пологие контакты отмечены только в одном из них, имеющем силлообразную форму.

Сложены некки породами лавового облика, состав которых варьирует от андезитов до дацитов; флюидалность выражена не повсеместно, часто наблюдается ориентировка удлиненных фенокристаллов. Очень редко в жерловинах отмечались агломератовые и брекчиевые лавы, а также туфы. В целом породы жерловой фации, слагающие некки, практически не отличаются от аналогичных образований покровной фации калмакэмельской свиты.

Субвулканические образования, комагматичные покровам калмакэмельской свиты, слагают целый ряд тел в северной части структуры, образующих совместно с некками полукольцо шириной до 5 и протяженностью около 40 км. Форма тел самая разнообразная — штоки, лакколиты, силлы, дайкообразные тела и тела неправильной формы; размеры также различные — от 5×8 для лакколитов до $1,3 \times 0,5$ км для изометричных штоков. В южной части структуры отмечено только одно тело силлообразной формы, протяженность которого не превышает 1 км. Эти тела сложены андезитовыми (до диоритовых) и андезитодацитовыми порфиритами — темными зеленовато-серыми породами, массивными или с отчетливой директивной текстурой, выраженной ориентированными микролитами плагиоклаза. Как правило, трахитоидность крутопадающая — $50-80^\circ$. Структура пород порфировая (до порфировидной).

Образования каркаралинской и калмакэмельской свит (в том числе и субвулканические) прорываются гранитоидами **топарского комплекса**. Следует отметить, что в то время как северное полукольцо структуры образовано главным образом покровами, жерловинами и субвулканическими телами среднего карбона, основная масса интрузивных массивов топарского комплекса расположена в южной и юго-западной части. Здесь они прослеживаются в виде цепочки тел, которые, возможно, представляют собой выступы единого крупного массива (10×40 км) дугообразной формы, обрамляющего Каргалинскую структуру с юго-запада. На северо-востоке отмечен только один крупный и два небольших массива. Как правило, массивы имеют вытянутую форму; контакты с вмещающими породами падают обычно под вмещающие породы под углами $30-60^\circ$; изредка наблюдалось вертикальное падение. Все массивы имеют сходное внутреннее строение, многофазны.

Фаза начальных внедрений (первая фаза) представлена порфировидными средне-мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами. Они развиты незначительно, занимают небольшие площади и встречаются не во всех массивах. Породы главной (второй) фазы пользуются преобладающим развитием — это среднезернистые слабопорфировидные гранодиориты, для которых характерно шлировидное распределение цветных минералов. И, наконец, к дополнительной (третьей) фазе отнесены порфировидные рогообманково-биотитовые граниты, реже гранодиориты и гранодиорит-порфиры.

Породы следующей по возрасту керегетасской свиты (**средне-позднекаменноугольный комплекс**) пользуются в пределах Каргалинской структуры значительно меньшим развитием, чем калмакэмельской и каркаралинской свит. Они распространены в пределах разобщенных мелких мульд проседания, представляющих собой структуры более высокого порядка по отношению к Каргалинской (см. рис. 25). Кроме того, керегетасской сви-

той сложены примыкающие с юга Карашинская и Жалгызтас-ская структуры.

Образования керегетасской свиты, как правило, лежат на калмакэмельских породах, реже — на породах каркаралинской свиты. Важной особенностью керегетасской свиты в отличие от района гор Кызылрай является резкая фациальная изменчивость ее разрезов между отдельными структурами и даже внутри структуры (см. рис. 29). Пачки и толщи выклиниваются буквально на протяжении первых сотен метров или километра. Наиболее полный разрез свиты отмечен в Акбулакской структуре (рис. 28, III), представляющей собой небольшую (7×5 км) асимметричную мульду с наиболее полно развитым юго-западным крылом. По обрамлению и в центральной части мульды отмечено несколько жерловин, близких по возрасту и характеру пород к покровным образованиям. По характеру разреза породы керегетасской свиты разделены на 2 подсвиты.

Нижняя подсвита в Акбулакской мульде развита в юго-западной ее части и представляет собой переслаивание туфов или игнимбритов дацитового состава с дацито-андезитовыми туфами. Иногда отмечаются прослои липарито-дацитовых туфов, туфитов, туфопесчаников. Породы падают под углами от 40 до 20°, выполаживаясь к центральной части мульды. В Жалпакской мульде породы нижней подсвиты отсутствуют. В Тюе-тумсукской мульде разрез нижней подсвиты характеризуется широким развитием туфогенно-осадочных образований, быстрым выклиниванием отдельных горизонтов, толщ, пачек. Мощность подсвиты колеблется от 50 до 750 м.

Верхняя подсвита керегетасской свиты, как и нижняя, имеет локальное распространение. Породы этой подсвиты, как правило, выполняют центральные части тех же небольших разоб-щенных структур (перечислены при описании нижней под-свиты), лежат на образованиях нижней подсвиты, реже на породах калмакэмельской свиты; углы падения пологие, близкие к горизонтальным. В разрезе верхней подсвиты преобладают сиреневые, лиловые и серовато-коричневые игнимбриты липаритового состава, в меньшем количестве встречаются кри-сталлокластические туфы липаритового и липарито-дацитового состава, изредка присутствуют туфы дацитового состава, слоистые туфопесчаники, туфиты, аналогичные таковым нижней подсвиты. Наибольшая мощность (600 м) верхней подсвиты отмечена в Жалпакской мульде, где она представлена одно-образной толщей сиреневато-коричневых игнимбритов липари-тового состава.

Особый интерес представляют породы верхней подсвиты ке-регетасской свиты Акбулакской мульды, выполняющие ее внутреннюю часть и слагающие ряд жерловин по обрамлению и в центральной части. Состав этих пород колеблется от даци-тов до липаритов. Породы такого типа обычно называют кри-

сталлокластическими туфами, а иногда даже игнимбритами. Однако для таких пород Е. Б. Яковлева [1963 г.] предложила термин «автомагматические брекчии» и выявила их наиболее характерные черты.

По мнению Е. Б. Яковлевой [Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А., 1967 г.], автомагматические брекчии могут слагать штокообразные и межпластовые тела, дайки и экструзии, в связи с чем автомагматические брекчии детально изученной Акбулакской структуры рассматриваются Е. Б. Яковлевой и Г. М. Царевой как лополитоподобное тело, по внутреннему строению относящееся к довольно многочисленной группе расслоенных интрузий гранитоидного состава [Haggy W. T., Emelens C. H., 1960 г.]. Действительно, в ряде случаев для автомагматических брекчий в пределах Акбулакской структуры были отмечены отчетливо рвущие контакты и крутопадающие следы течения. Вероятно, именно эти участки представляют собой нежки, сложенные жерловой фацией рассматриваемых пород дацитового и липаритового состава, в то время как большая часть Акбулакской структуры сложена стратифицированной покровной фацией автомагматических брекчий.

Помимо отмеченных выше жерловин керегетасской свиты, сложенных автомагматическими брекчиями, в пределах Каргалинской структуры отмечен еще ряд тел, сложенных лавами липаритового, липарито-дацитового и дацитового состава с вихревой крутопадающей флюиальностью, реже игнимбритами того же состава; изредка они окружены агломератовыми грубообломочными «бомбовыми» туфами.

Большая часть некков расположена в пределах Акбулакской структуры, другие отмечены в центральной и юго-западной частях территории. Почти все они расположены по периферии мульд, сложенных породами керегетасской свиты. Размер керегетасских жерловин варьирует от 100×500 м до 2500 м в поперечнике. Форма меняется от идеально круглой до дугообразной и неправильной. Возрастное положение их определяется тем, что они прорывают породы керегетасской свиты и секутся гранодиорит-порфирами кокдомбакского комплекса. Наиболее распространенными породами, слагающими нежки (помимо автомагматических брекчий различного состава), являются липаритовые и липарито-дацитовые порфиры. Это плотные флюиальные, реже массивные породы, окрашенные в светлые тона коричневого, сиреневого и серого цветов, часто со сферолитовой текстурой.

Покровные образования и жерловины керегетасской свиты прорваны интрузивными образованиями **кокдомбакского комплекса** — это кварцевые диориты, адамеллиты, граниты. Развита они в западной части структуры, образуя ряд массивов. В плане этот ряд массивов образует полукольцо, выпуклой

стороной обращенное на запад. Пространственно интрузии кокдомбакского комплекса тяготеют к полям развития вулканитов керегетасской свиты, которые также преимущественно развиты в западной части структуры. Но в отличие от последних, образующих небольшие локальные структуры — мульды, не только участвуют в строении этих структур, но и образуют полукольцо большого диаметра, отвечающее размерам Каргалинской структуры в целом. Очень часто трещинные интрузии выполняют те же дугообразные расколы, что и керегетасские неки.

Наиболее крупным массивом кокдомбакского комплекса является Жалпакский. Он прослеживается на расстояние около 30 км при ширине около 3—4 км, остальные массивы значительно уступают ему по размерам. Форма тел преимущественно силлообразная в юго-восточной части структуры, а в северо-западной части — штоковая, дайковая; в соответствии с этим характер контактов интрузивных тел меняется с юга на север от пологоволнистых к вертикальным и крутопадающим.

Общая закономерность в смене формы, размеров и характера залегания средне-позднекаменноугольных интрузий находит свое отражение и в смене состава пород. Обнажающиеся на юге силлообразные тела сложены главным образом кварцевыми диоритами и кварцевыми сиенито-диоритами, трещинные интрузии района Акбулак сложены гранодиоритами и адамеллитами, а расположенные на севере дайкообразные тела — адамеллитами и гранитами. Это разнообразие пород отвечает трехфазному строению.

Вулканогенный комплекс позднего карбона — ранней перми представлен покровной (архарлинская свита), жерловой и субвулканической фациями.

Все вышеописанные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования перекрываются почти горизонтально лежащей архарлинской свитой. Возраст ее условен, она пользуется в пределах Каргалинской структуры локальным развитием. Наиболее полно архарлинская свита представлена в районе гор Слушюкы (Слушокинская кольцевая структура — рис. 28, IV), где она лежит на породах каркаралинской свиты и образует небольшую пологую мульду. В основании свиты лежит пачка туфов, туфопесчаников, туфогравелитов, которая сменяется вверх по разрезу светлоокрашенными флюидалными сферолоидными лавами липаритового состава, а затем бескварцевыми липаритовыми игнимбритами с сильно уплощенными фьямме и агломератовыми игнимбритами того же состава; игнимбритовая пачка сменяется туфоконгломератами и лахаровыми брекчиями; завершается разрез свиты агломератовыми игнимбритами.

Разрез, близкий к описанному, наблюдался к востоку от Слушокинской мульды (разрез 21, рис. 29). Характер архарлинской свиты сохраняется и в Южно-Жосалинской мульде, и в небольших разобщенных участках. В отличие от керегетасской свиты,

развитой преимущественно в юго-западной части Каргалинской системы кольцевых структур, все небольшие пологие мульды или отдельные горизонтальные покровы архарлинской свиты расположены в северной и северо-восточной частях структуры. Общая мощность архарлинской свиты не превышает 350 м.

Жерловая фация архарлинской свиты представлена в основном 2 группами пород, между которыми существуют переходные разности. Это липаритовые порфиры и игнимбриты (1) и липарито-дацитовые игнимбриты (2). Их экструзии происходили в одно время (в рамках позднего карбона—ранней перми); они прорывают породы всех свит (включая архарлинскую), при этом сами рвутся кольцевыми дайками аюльозекского комплекса. Взаимоотношения с калдырминскими интрузиями, с которыми непосредственно контактирует только Слушокинский некк, не выяснены. Все жерловины (около двух десятков) описываемого комплекса расположены в пределах самой молодой Слушокинской структуры, обрамляя ее.

Морфологически среди жерловин выделяются трещинные тела и многочисленные, но, как правило, некрупные изометричные некки. Слушокинский некк, срезанный с двух сторон тектоническими нарушениями, по-видимому, имеет воронкообразную форму и представляет собой центр всей магматической деятельности в период образования Слушокинской структуры.

Субвулканическая фация описываемого вулканогенного комплекса представлена липаритовыми порфирами, слагающими 3 группы тел на южном (частично на восточном) обрамлении Слушокинской кольцевой структуры.

Период становления субвулканических интрузий определяется тесной связью их (близость составов и структур, площадь распространения) с покровными и жерловыми фациями самой молодой для региона архарлинской свиты, причем небольшие штоки этих пород инъецируют жерловины липаритовых лав.

Распространение субвулканических тел только частично контролируется расколами Слушокинской структуры. Улькен-Караобинская группа субвулканических тел расположена внутри поля покровов калмакэмельской свиты на востоке Каргалинской структуры, где кольцевые расколы либо отсутствуют, либо проявлены нечетко.

Наиболее крупные тела (до 350×2000 м в сечении) расположены в пределах Мукурской группы. Морфологически они представляют собой силлы, полого падающие к центру Слушокинской структуры.

Липаритовые порфиры, слагающие субвулканические тела, представляют собой плотные массивы, редко слабо флюидальные породы порфировой структуры. Пятнисто-полосчатые текстуры пород обусловлены разной степенью раскристаллизации расплава (от фельзитовой до микрогипидиоморфнозернистой структуры основной массы).

Мукурский дайковый комплекс среднего—позднего карбона выделен как самостоятельный комплекс именно в пределах Каргалинской кольцевой структуры, где он проявлен наиболее полно; имеются аналоги даек этого комплекса также в пределах Улькен-Каракуусской кольцевой структуры и редкие дайки в Кызылрайской структуре. Самые молодые образования, пересекаемые дайками гранодиорит-порфиров комплекса, относятся к субвулканическим образованиям среднего карбона. С другой стороны, в экзоконтактной зоне Мукурского гранитного массива (калдырминский комплекс) дайки гранит-порфиров комплекса интенсивно ороговикованы. Этот факт установлен С. В. Ефремовой, составившей детальную карту района Мукурского массива. Ей же принадлежит схема возрастного расчленения даек комплекса.

Дайки мукурского комплекса слагают 2 линейных пояса. Один из них в восточной части структуры сложен полтора десятком даек мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Простираение пояса СЗ 300°, протяженность даек — от десятков метров до 2 км. Конфигурация даек неправильная, с разветвлениями и апофизами. Вблизи Мукурского массива и тела аюльюзекских гранит-порфиров часть даек интенсивно ороговикована и окварцована. По взаимному пересечению последовательность даек внутри комплекса такова: гранодиорит-порфиры, липаритовые порфиры, гранит-порфиры. Причем взаимоотношения гранодиорит-порфиров с липаритовыми порфирами не выяснены, а гранит-порфиры секут как те, так и другие разности. Западный пояс состоит всего из 4—5 даек мощностью от нескольких сотен метров до 2,5 км, дайки крутопадающие. Конфигурация их типично линейная, почти без разветвлений. Простираение пояса СЗ 330—340°. По составу внутри пояса выделяются только гранодиорит-порфиры, они прорваны телами гранит-порфиров аюльюзекского комплекса.

Лейкократовые и биотитовые **граниты калдырминского комплекса** обнажаются в восточной части Каргалинской структуры. Ими сложен ряд массивов в юго-восточной и северо-восточной частях структуры. Граниты калдырминского комплекса прорывают вулканы каркаралинской и калмакэмельской свит, жерловину архарлинской свиты, дайки мукурского (поздний карбон—ранняя пермь) комплекса и в свою очередь прорываются гранит-порфирами аюльюзекского дайкового комплекса (поздний карбон—ранняя пермь).

Массивы калдырминского комплекса, как и в других районах, имеют трехфазное строение. Отдельные небольшие по площади выходы сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами первой фазы. Породы второй фазы распространены наиболее широко и представлены среднезернистыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. К третьей фазе отнесены мелкозернистые лейкократовые и биотитовые граниты, имеющие незна-

чительное распространение. Они слагают в большинстве случаев маломощные (до 20—30 м) пологие пластовые или жиллообразные тела в гранитах второй фазы.

Как и в других кольцевых структурах Токрауской впадины, комплекс кольцевых даек Каргалинской структуры характеризуется резким преобладанием лейкократовых гранит-порфиров. Возраст комплекса определяется пересечением его кольцевыми дайками всех вулканогенных образований структуры, а также калдырминских гранитов Мукурского и Кургантасского массивов. В свою очередь кольцевые дайки прорваны дайками токрауского комплекса. На контакте мощного кольцевого тела гранит-порфиров и аляскитовых гранитов Кызылсайского массива в последних наблюдаются ксенолиты гранит-порфиров, инфицированные прожилками мелкозернистых и пегматоидных гранитов, к тому же в гранит-порфирах отмечается слабое ороговикование.

Каргалинская система кольцевых даек фиксирует кольцевые расколы по периметру Каргалинской структуры и кольцевых структур второго порядка в ее пределах (Слушокинской, Кокаласакальской). Оси эллипсоида, рисуемого этой системой, составляют 34 и 19 км при удлинении в широтном направлении. Кольцевые дайки фиксируют также расколы, связанные с внедрением интрузий по периферии Каргалинской структуры. Там, где кольцевые расколы встречают на своем пути плотные и массивные интрузивные породы, они срезают крутые контакты интрузива, а внутри его образуют систему субпараллельных трещин, близких по простиранию к главной системе кольцевых расколов. Система даек по контактам и внутри лакколита фиксирует сложное сочленение кольцевых расколов самой Каргалинской и Слушокинской структур. Ширина кольцевой дайки здесь от 50 до 500 м, в пределах Каргалинского гарполита — от 50 до 300 м. В пределах всей структуры можно отметить крутые на юге (80—90°) и более пологие (20—50°) на севере падения даек к центру Каргалинской структуры. На западе структуры, где кольцевые расколы сопряжены с северо-западными, возникшими при внедрении интрузий кокдомбакского комплекса, дайки гранит-порфиров уходят в маломощные северо-западные пояса. В пределах Каргалинской структуры породы аюльюзекского комплекса слагают не только конические и северо-западные линейные (на западе) дайки, но и штоки. Так, Орталыкский шток (1,1×1,7 км) сложен гранодиорит-порфирами, а Алтынсандыкский (круг диаметром 600 м) — гранит-порфирами.

Кольцевые дайки по всему периметру Каргалинской кольцевой системы сложены гранит-порфирами. Отклонения от этого состава наблюдаются только для даек в Слушокинской структуре. Маломощные дайки, как и везде, здесь деликом сложены гранит-порфирами, однако центральная часть мощных даек

часто выполнена меланократовыми биотит-амфиболовыми гранитами, приближающимися по составу к гранодиорит-порфирам. Некоторые дайки и штоки на севере и северо-востоке Слушюкинской структуры полностью сложены меланократовыми гранит-порфирами — до гранодиорит-порфиров. Характерно, что дайка, сложенная в центральной части меланократовыми гранит-порфирами, по простиранию может перейти в дайку, целиком сложенную лейкократовыми гранит-порфирами. Для одной из субширотных даек внутри Садырского лакколита и для дайки кольцевого пояса в районе Шолькараоба отмечены переходы к центральным частям от гранит-порфиров до мелкозернистых гранитов (подобные переходы характерны для даек аюльюзекского комплекса в пределах Улькен-Каракуусской структуры).

Линейные дайки пермского (токауского) дайкового комплекса фиксируют зоны разломов северо-западного простирания и расположены группами субпараллельного простирания внутри дайковых поясов. Наиболее мощный и протяженный пояс (более десятка ветвящихся, сливающихся друг с другом даек в зоне разлома шириной 2—3 км, длина зоны по простиранию СЗ 330° более 13 км) расположен в восточной части структуры и имеет несколько смещенное к востоку его северное продолжение (длина около 10 км). В этом поясе гранит-порфиры токауского комплекса пересекают кольцевые дайки аюльюзекского комплекса. В пределах структуры известны и другие дайковые пояса, но они маломощны и быстро «затухают» по простиранию.

В состав этих поясов входят в основном дайки гранит-порфиров, близкие по макроскопическим и петрографическим особенностям к кольцевым гранит-порфирам аюльюзекского комплекса. Кроме них отмечаются дайки крупнопорфировых плагиогранит-порфиров. Последние дайки (всего 2) мощностью 20—30 м слагают Шолькараобинский дайковый пояс. Центральные части даек сложены плагиогранит-порфирами. Порода резко порфировидна. Эндоконтактовые зоны даек обычно содержат ксенолиты пород диоритового состава (с альбитизированным плагиоклазом). В участках, обогащенных ксенолитом, в эндоконтактовой зоне даек основность плагиогранитов возрастает, увеличивается количество биотита и роговой обманки, уменьшается содержание кварца, структура приближается к призматическизернистой, а по составу эндоконтактовые зоны отвечают гранодиорит-порфирам. Подобные дайки крупнопорфировых гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, часто сложные (с более основной эндоконтактовой зоной), весьма широко распространены в составе Кызылрайского комплекса в пределах Кызылрайской кольцевой структуры, где они имеют четкие возрастные рамки: эти дайки секут гранит-порфиры аюльюзекского комплекса, ранние дайки диа-

базовых порфиритов кызылрайского комплекса, а сами секутся гранит-порфирами того же комплекса.

В состав отдельных поясов входит также несколько мало-мощных (несколько метров) даек диабазовых порфиритов. Внутри структуры отмечено еще несколько таких даек, но в целом следует отметить, что дайки основного состава в пределах Каргалинской структуры почти не развиты.

Самые молодые магматические образования района — **граниты кызылрайского комплекса**. В пределах Каргалинской структуры выходы их незначительны. К югу от структуры Слушюкы они слагают небольшой (около 2 км²) массив Кызылсай, большая часть которого скрыта под рыхлыми отложениями и отмечается лишь отдельными небольшими выходами. Граниты прорывают туфы керегетасской свиты и гранит-порфиры аюльюзекского комплекса (поздний карбон—ранняя пермь). В составе Кызылсайского массива из-за плохой обнаженности удалось выделить средне-мелкозернистые порфировидные граниты, представляющие, скорее всего, фацию эндоконтакта второй фазы интрузии, и мелкозернистые граниты жильной фазы. В целом граниты Кызылсай мало чем отличаются от аналогичных образований известного в литературе массива Акчатау, расположенного к юго-западу от Каргалинской структуры.

Магматические комплексы Каргалинской кольцевой структуры, как и в других районах, объединены в вулканоплутонические ассоциации. Породы различных комплексов в пределах ассоциации, как и для района гор Кызылрай, характеризуются сходством петрографического состава, близостью петрохимических и геохимических черт.

История формирования. В геологическом отношении район гор Каргалы также представляет собой сложную систему разновозрастных кольцевых структур. Заложение этой системы, как и описанных ранее, относится к концу раннего карбона и связано с последними фазами саурской складчатости.

Начальный этап магматической деятельности в этом районе также характеризуется накоплением слоистых вулканогенно-осадочных толщ с резким преобладанием в составе вулканитов пирокластических пород (каркаралинская свита); взрывные извержения происходили, скорее всего, из полигенных вулканов центрального типа, и в то же время существовали депрессии (шовные прогибы), где происходило осадконакопление, частично в условиях мелководья. Это позволяет предположить, что в районе Каргалы в начальный этап вулканизма существовал крупный (60×40 км) стратовулкан, продуктами которого являются толщи каркаралинской свиты.

Анализ распределения фаций показывает, что центр стратовулкана приблизительно совпадает с геометрическим центром Каргалинской системы, а форма его была, скорее всего, несколько асимметричной. Областью накопления служило глав-

ным образом наиболее пониженное основание северного склона стратовулкана, где наблюдается наиболее полный разрез свиты, в то время как в южной части отсутствует значительная часть разреза.

Падение давления в магматическом очаге, связанное с излияниями расплава, компенсировалось, вероятно, плавным прогибанием поверхности, о чем свидетельствует отсутствие резких смен фаций вулканитов и центриклинальное падение толщ каркаралинской свиты. В то же время могли образовываться поверхностные кальдеры или происходить небольшие вертикальные перемещения отдельных блоков вплоть до их обрушения; но отсутствие интрузии, комагматичной образованиям каркаралинской свиты, свидетельствует все же о довольно плавном компенсационном проседании центральной части структуры. Однако именно к завершающему этапу формирования каркаралинской свиты, к периоду прекращения вулканической деятельности, следует отнести образование по периферии мульды кольцевой или, скорее, полукольцевой ослабленной зоны, которая, возможно, являлась отражением на поверхности глубинных плутонических обрушений. Эта зона в дальнейшем послужила путями проникновения магмы к поверхности.

Таким образом, структура, образованная породами каркаралинской свиты, представляет собой «конседиментационную» мульду, окаймленную кольцевой ослабленной зоной. Вполне возможно, что на характер этой мульды оказали какое-то влияние затухающие движения саурской фазы складчатости. Это влияние проявляется в форме мульды, удлиненной в субширотном направлении, а также в характере залегающих толщ основания каркаралинской свиты: в них устанавливаются складки, оси которых также вытянуты в субширотном направлении.

В последующую стадию формирования кольцевой системы извержения лав и пирокластов калмакэмельской свиты происходили главным образом вдоль кольцевых расколов, существовавших ранее и возникающих вновь в процессе вулканизма. Анализ распределения фаций этого типа вулканизма показывает, что в северной части структуры происходили преимущественно излияния лав дацито-андезитового состава. Это подтверждается большим количеством жерловин и субвулканических тел, расположенных вдоль северного полукольца структуры. В то же время в южной части распространены сваренные и кристаллокластические туфы и игнимбриты.

Как показывают наблюдения в других районах земного шара, подобные извержения связаны с пароксизмальными процессами и образованием поверхностных кальдерных обрушений. Установить точную форму и размеры кальдеры не удастся, но можно сказать, что она была асимметричной — типа «конки» с максимальным обрушением вдоль южного полукольца, т. е. асимметрия развития системы, заложенная в начале ее форми-

рования, проявляется и в дальнейшем ходе ее развития. Таким образом, опустошение очага на этом этапе развития не могло компенсироваться только прогибанием кровли и сопровождалось кальдерными обрушениями, происходившими дифференцированно на отдельных участках. Это приводило к усложнению структуры — появлению более мелких мульд и куполов.

Развитие среднекаменноугольной структуры завершилось внедрением вдоль кольцевых расколов и ослабленных зон порций магмы, давших начало интрузивам топарского комплекса. Внедрению гранитоидов, вероятно, предшествовали вертикальные движения и частичные обрушения вдоль полукольцевой зоны, ограничивающей мулду с юго-запада. В результате была создана конседиментационная мулда, сложенная образованиями калмакэмельской свиты (в целом унаследовавшая черты ранее заложенной структуры) и окаймленная комагматичными интрузивами. Большую роль на этом этапе играли поверхностные и подземные обрушения.

Дальнейший ход развития Каргалинской системы значительно отличается от предшествующего. Как и в районе гор Кызылрай, на фоне сформированной крупной мулды обособливается целый ряд более мелких кольцевых структур, причем в их строении большая роль принадлежит коническим трещинам. Это позволяет предположить, что формирование структур в этот период связано с магматическим давлением, создаваемым непосредственно периферическими очагами.

Наиболее полно отражает историю развития на этом этапе структура Акбулак, расположенная в северо-западной части системы. Ее формированию, вероятно, предшествовало сводовое поднятие (или куполообразование) над периферическим очагом, в результате чего возникали конические трещины, служившие подводными каналами для покровов лав и пирокластов керегетасской свиты. Однако этот процесс в пределах Акбулакской кольцевой структуры был незначительным в пространстве и во времени и в конечном счете завершился пароксизмальными извержениями с образованием спекшихся туфов и игнимбритов, сопровождавшимися кальдерными обрушениями. Возможно, формированию других структур (Жалпак и Кокаласкал), сложенных образованиями керегетасской свиты, также предшествовало куполообразование. Однако конические трещины в них не установлены, и структуры представляют собой конседиментационные мулды — впадины, формирование которых связано с извержениями по кольцевым трещинам и сопровождающими их прогибаниями и обрушениями внутренних частей структур. Одновременно со структурами такого типа в пределах Каргалинской системы формируются мулды «выполнения», т. е. их формирование связано с пассивным заполнением пониженных участков рельефа, тогда как источники материала находятся за пределами этих мульд.

После прекращения сообщения магматического очага с поверхностью по полукольцевому разлому, ограничивающему серию керегетасских мульд с юго-запада, произошло внедрение магмы и образование гранитоидов кокдомбакского комплекса.

В следующий этап, в среднем карбоне—ранней перми, на площади развития Каргалинской системы, претерпевшей в целом слабо выраженное магматическое давление, обособилась кольцевая структура Слушоки. Она имеет изометричную в плане форму и небольшие размеры и фиксирует участок, где проявилось максимальное по интенсивности магматическое давление над периферическим очагом и, возможно, куполообразование. В результате этого возникли вновь и подновились многочисленные конические и радиальные трещины, зафиксированные силлообразными жерловинами лав, игнимбритов и пирокластов. По этим же трещинам и их пересечениям происходили многократные излияния игнимбритов и выбросы вулканических брекчий. Возможно, проседание центрального блока в этот период было незначительным, так как возникла очень пологая мульда со слабо выраженными центриклинальными падениями.

Одновременно с мульдой Слушоки, сложенной породами архарлинской свиты, вдоль северо-восточного полукольца Каргалинской структуры образуется ряд еще более мелких мульд и эндогенных куполов. Вслед за вулканическими извержениями, вероятно, произошло подземное котлообразное обрушение центрального блока всей Каргалинской системы. Подготовленное обрушением пространство было заполнено магмой с последующим становлением интрузивов калдырминского комплекса. Кольцевая трещина, отражающая размеры просевшего блока, развивалась снизу вверх, достигла поверхности и заполнилась гранит-порфирами (аюльюзекский комплекс), завершившими эту стадию развития системы.

Завершающий этап развития в Каргалинской системе представлен неполно, т. е. практически отсутствуют вулканы жантауской свиты, и трудно судить о характере вулканизма. Однако в результате возрастающего магматического давления и растяжения земной коры в восточной части структуры возникли линейные трещинные пояса, заполненные дайками. В то же время процессы подземных обрушений, компенсировавшие прогрессирующее в течение длительного времени опустошение магматического очага, привели к возникновению пространства и заполнению его магмой с образованием аляскитовых гранитов ачкатауского комплекса. Судить о размерах и форме плутона трудно, так как в современном эрозионном срезе граниты образуют лишь небольшой апикальный выступ в северо-восточной части структуры, отражающий, вероятно, пути проникновения магмы к поверхности в завершающий период ее формирования.

После консолидации система подверглась более поздним деформациям и была пересечена разломами северо-западного

простираия. Амплитуды перемещений по этим разломам были невелики и в целом не изменили ее строения.

Особенностью Каргалинской системы кольцевых структур является непостоянное положение центра магматизма для различных этапов. Об этом можно судить по приуроченности магматических образований того или иного возраста к определенной части структуры. Причем следует подчеркнуть, что вулканогенные образования, субвулканические тела, дайки и плутоны, обнаруживающие тесную временную связь, как правило, входят в состав одной структуры или одного этапа формирования системы, т. е. проявляют тесную пространственную и, вероятно, генетическую связь, отвечая определенным этапам развития области плавления и поступления магмы к поверхности.

Каргалинская кольцевая структура в новейшее время испытывает интенсивные восходящие движения. Кольцевой характер этой морфоструктуры [143] подчеркивается концентрическим расположением гряд и куэст низкогорья и холмогорного рельефа, сложенных вулканогенными породами, грядами и гривками даек и новейшими разломами, выраженными в рельефе уступами.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ ОРОГЕННЫХ ВПАДИН

Приведенное в настоящем разделе описание ряда обращенных кольцевых структур и образованных ими сложных систем, а также обобщение и анализ обширного материала по всей Токрауской впадине позволили определить их значение в строении описываемой территории, установить некоторые закономерности в их размещении и формировании.

Прежде всего следует отметить, что обращенные магматогенные кольцевые структуры в предложенном понимании являются основной формой проявления орогенного магматизма Токрауской впадины. Их формирование началось после проявления саурской фазы складчатости, завершившей общую инверсию региона, и продолжалось по мере прогрессировавшего во времени общего его воздымания и растяжения верхних частей земной коры, приводивших к возникновению многочисленных расколов.

Тектоническая обстановка в период формирования сложных систем обращенных кольцевых структур характеризуется наряду с широким проявлением дизъюнктивных нарушений дифференциальными, преимущественно радиальными блоковыми движениями, типичными для орогенных этапов развития подвижных поясов. Жесткое состояние рамы, неглубокое залегание докембрийского фундамента, высокое положение области плавления и существование периферических очагов,

постепенно приближающихся к поверхности, способствовали широкому проявлению процессов магматизма и усилению роли магматической тектоники. Расколы этого периода достигали уровня магнообразования главным образом в пределах сиалической части коры, поэтому среди магматических комплексов резко преобладают породы гранитоидного ряда.

В общем случае м е х а н и з м ф о р м и р о в а н и я о б р а щ е н н ы х магматогенных кольцевых структур можно представить в следующем виде.

Положительное магматическое давление в своде выступов магматических очагов или периферических камер приводит к возникновению расколов, по которым магма поступает к поверхности. Извержению магмы иногда предшествует сводовое поднятие или куполообразование, сопровождающееся развитием конических и радиальных трещин. Опустошение очагов в результате процессов вулканизма, а также отток магмы по различным ориентированным расколам приводит к падению гидростатического давления в магматическом резервуаре, которое компенсируется как плавными прогибаниями кровли, так и формированием вершинных кальдер, поверхностных кальдерных впадин и подземных котловинных проседаний вдоль крутопадающих кольцевых расколов. Эти процессы приводят к образованию компенсационных мульд, апикальных грабен, становлению центральных плутонов. Процессы могут неоднократно повторяться (причем магматическая деятельность может сосредоточиваться вокруг как одного центра, так и нескольких, положение которых изменяется во времени), в таких случаях возникают сложные системы кольцевых структур, характерные для Токрауской впадины. Кольцевые структуры, входящие в такие системы и сменяющие друг друга во времени, обладают рядом общих черт, но отличаются преобладанием тех или иных процессов в их образовании, а следовательно, сочетанием различных форм проявления магматизма в определенных соотношениях. В соответствии с этим и выделены структуры вулканического, вулкано-плутонического и плутонического типов.

К вулканическому типу в Токрауской впадине отнесены структуры, образованные ранне- и среднекаменноугольными вулкано-плутоническими ассоциациями и входящие в состав почти всех сложных систем (Улькен-Каракуус, Кызылрай, Каргалы и др.). Среди продуктов вулканизма (каркаралинский и калмакэмельский вулканогенные комплексы) преобладают кластолавы, лавобрекчии, грубообломочные туфы, состав которых колеблется от андезито-базальтов до липаритов.

Характер вулкаников и реликты вулканических построек свидетельствуют о том, что извержения связаны главным образом с крупными пологими полигенными стратовулканами, расположенными в участках пересечения глубинных линейных расколов и реже с трещинными излияниями вдоль ослабленных

кольцевых зон. Интрузивы гранитоидов (балхашский и топарский комплексы), завершающие комагматичные или вулканогенные комплексы, как правило, обособлены в пространстве, иногда окаймляют кольцевые структуры (Қаргалы, Улькен-Қаракуус), редко расположены в центральных частях мульд (Сарьюлен). Проявления дайковых комплексов незначительны. Элементы кольцевых структур, сформированных в среднем карбоне, обычно в целом наследуют черты ранее образованных, занимая их внутренние части (см. рис. 15).

Следует также отметить, что эти структуры, несмотря на существенную роль в их строении вулканогенных образований, все же не следует называть «палеовулканами», поскольку последние, положив начало формированию структуры, в дальнейшем процессе их развития подвергаются значительному преобразованию («обращению») под воздействием компенсационных прогибаний, кальдерных, типа «конка» и котлообразных обрушений и т. д. Кроме того, в строении структур в отличие от вулканов принимают участие субвулканические тела и гипабиссальные интрузивы.

К вулcano-плутоническому типу в Токрауской впадине отнесены обращенные кольцевые структуры, сформированные породами средне-позднекаменноугольной и позднекаменноугольно—раннепермской ассоциаций, которые входят в сложные системы, но обычно несколько обособлены в пространстве от крупных вулканических структур раннего—среднего карбона и уступают им по размерам. На примере структур этого типа можно отметить, что процесс куполообразования, предшествовавший вулканизму, а иногда и сопровождающий его, был различным по интенсивности. Если купол обладал крутыми крыльями, то образовывались пологие конические трещины (Слушоки, Аюлюозек), крутизна которых увеличивалась по мере приближения к центру купола; в случае, когда горизонтальные размеры купола превышали его размеры по вертикали, появлялись радиальные трещины-дайки (Аюлюозекская структура); пологий купол способствовал образованию крутых конических расколов (Қаргалы, Улькен-Қаракуус и др.), а падение давления—кольцевых трещин. При многократном изменении давления возникали многофазные структуры, ярким примером которых является структура Аюлюозек (Центрально-Токрауская система).

Вулканизм структур вулcano-плутонического типа (керегетасский и архарлинский вулканогенные комплексы) характеризуется пароксизмальными извержениями с образованием спекшихся туфов и игнимбритов, сопровождавшимися кальдерными обрушениями.

В завершающие периоды формирования структур вулcano-плутонического типа происходило становление интрузивов кокдомбакского и калдырминского комплексов, обычно обрамляю-

щих вулканогенные мульды (Аюльюзекская, Каргалинская и другие структуры) или расположенных в их центральных частях (Кызыладырская, Карашинская структуры). Характерной особенностью вулcano-плутонических структур является также широкое развитие конических и кольцевых даек, выделенных в мукурский и аюльюзекский дайковые комплексы (Каргалинская, Улькен-Каракууская, Аюльюзекская и другие структуры).

Ведущая роль в структурах третьего, *плутонического*, типа принадлежит интрузивным и дайковым комплексам. Образование их связано с высоко расположенными периферическими очагами в период максимальных горизонтальных растяжений земной коры и преобладания процессов обрушения, явившихся результатом прогрессирующего опустошения магматических очагов.

Образование камерного пространства для центральных плутонов происходило при подземных обрушениях по кольцевым расколам, пересекающим вулканические постройки, сложенные вулканитами той же ассоциации. Важным отличием структур плутонического типа является также незначительная механическая активность магмы.

К третьему плутоническому типу в Токрауской впадине отнесены кольцевые структуры, образованные породами пермской вулcano-плутонической ассоциации. Они входят в состав сложных систем и наложены на все предшествующие структуры. Вулканиты в этом типе структур достоверно известны лишь в одном из приведенных примеров — в Центрально-Токрауской системе кольцевых структур (жантауская свита), во внутренней части Токрауской впадины, где на пересечении кольцевого раскола и пояса линейных трещин расположен пермский вулкан Жантау. В дальнейшем многократное образование линейных и концентрических кольцевых трещин способствовало формированию разнообразных по составу даек, объединенных в токрауский комплекс, а гигантские котлообразные обрушения — становлению путем «обмена местом» плутонов кызылрайского комплекса.

Сформированные таким образом кольцевые структуры даже при небольшом эрозионном срезе представляются нам в виде изометричных гипабиссальных интрузивов, вскрытых в различной степени, с которыми сопряжены кольцевые и линейные пояса крутопадающих даек (см. рис. 17).

Высокое положение области плавления и интенсивное растяжение верхних частей земной коры в период формирования плутонических структур обусловили возникновение не только кольцевых расколов и трещин, но и линейных ослабленных зон, которые также в какой-то мере контролировали размещение магматических комплексов.

Как было показано на конкретных примерах, каждый из перечисленных типов структур характеризуется определенным

соотношением вулканогенных, интрузивных и дайковых комплексов, обнаруживающих сходство вещественного состава, а также петрохимическое и геохимическое родство. Все это позволяет считать, что образования различных магматических комплексов одной кольцевой структуры являются продуктами единого периферического магматического очага, претерпевшего во времени процессы дифференциации и перемещения в пространстве, и объединять их в единую вулcano-плутоническую ассоциацию. С другой стороны, смена ассоциаций (от раннекаменноугольной до пермской с последовательным увеличением кислотности магматических пород) и типов структур (от вулканических через вулcano-плутонические к плутоническим) во времени отражает направление развития региона, характерное для орогенной стадии.

Позднепалеозойские кольцевые структуры Токрауской впадины в новейшее время испытали интенсивные восходящие движения и подвергались избирательной денудации, что привело к образованию кольцевых морфоструктур — закономерному сочетанию морфогенетических типов и элементов рельефа.

Выделенные типы обращенных структур широко развиты в пределах орогенных вулcano-плутонических поясов самых различных регионов. Перечень таких структур может быть продолжен как на примере того же Казахстана, где они описаны во многих регионах (девонский вулканический пояс, Северо-Балхашская, Баканаская и Илийская впадины Балхаш-Илийского пояса и др.) и многими исследователями [5, 78, 79, 81], так и на примере других регионов — Чаткало-Кураминского региона Среднего Тянь-Шаня, Охотско-Чукотского, Западно-Восточно-Сихотэ-Алинского поясов, Ларамийского пояса Америки и Анд и т. д. Все они детально описаны многими исследователями под самыми различными названиями и на основе зачастую совершенно различных признаков — по размерам, морфологии, составу, по локальному механизму формирования и др. Однако анализ этих структур в различных регионах с предложенных в настоящей книге позиций, т. е. оценки геодинамического режима их формирования, определяющего все последующие признаки, показывает, что все они могут быть отнесены к одному из рассмотренных типов или интерпретированы как сложные системы кольцевых структур.

Так, детально изученные и описанные В. А. Араповым с соавторами [10—13] и другими исследователями [9, 8, 14, 17, 38, 74, 87, 189] кольцевые структуры Бельтау-Кураминского вулcano-плутонического пояса (Тянь-Шань) несомненно представляют собой сложные системы разновозрастных и разнотипных обращенных центрально-кольцевых структур, обладающие некоторыми своеобразными чертами, свойственными именно этому региону. К таковым, вероятно, следует отнести, например, отсутствие в отдельных слу-

чаях отчетливо выраженных структур плутонического типа, тогда как структуры вулканического (средний—поздний карбон) и вулcano-плутонического (поздний карбон—пермь—триас?) типов развиты полно и проявлены широко. Это несомненно объясняется конкретными геологическими условиями развития региона.

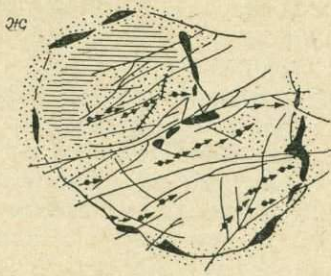
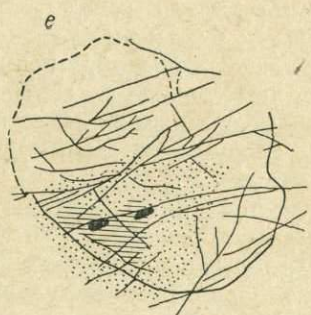
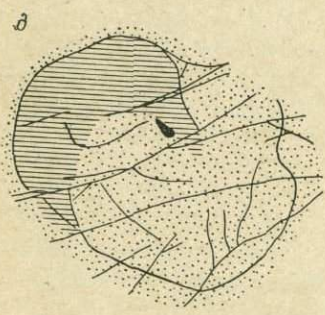
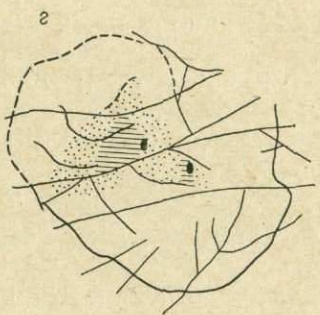
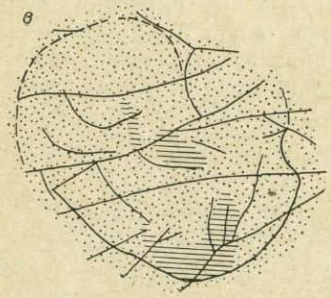
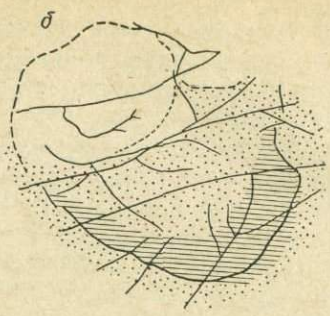
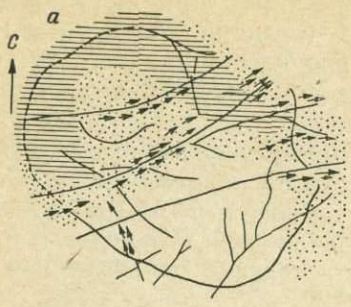
Однако существование всех типов обращенных структур в Срединном Тянь-Шане подтверждают приведенные в публикации Н. П. Лаверова, И. Г. Максимовой и А. Е. Толкунова [87] возрастные уровни-срезы Карабашской вулканической депрессии (рис. 30), практически отвечающие определенным типам структур.

Сочетанием всех трех типов обращенных структур является, вероятно, описанная Е. В. Толкачевой Камчинская вулcano-тектоническая депрессия, к структурам же вулcano-плутонического или даже плутонического типа, несомненно, могут быть отнесены изученные С. М. Бабаходжаевым и Г. Т. Таджикибаевым [14] Самгарский вулcano-плутон и А. В. Канцелем, М. А. Коротаевым и Н. П. Лаверовым [72] Бабайтагский субвулканический массив и т. д.

В целом для Срединного Тянь-Шаня известно не менее 16 сложных систем кольцевых структур [74], что свидетельствует о том, что и в этом регионе центрально-кольцевые структуры также являются основной формой проявления орогенного магматизма.

Если обратиться к Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясам, то и там мы увидим все те же типы обращенных центрально-кольцевых структур. Так, выделенные А. П. Ван-Ван-Е и А. Б. Игнатьевым [28] 3 типа изометричных вулcano-тектонических структур: а) вулканические сооружения, не имеющие тектонических ограничений, б) кольцевые депрессии и в) вулcano-купольные структуры, — судя по их признакам, отвечают соответственно вулканическому, вулcano-плутоническому и плутоническому типам обращенных центрально-кольцевых структур. Этим же типам структур соответствуют, вероятно, выделенные для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса Г. М. Фремдом и В. И. Рыбалко [165] вулcano-тектонические депрессии, кальдеры проседания и вулcano-купольные структуры.

Примерами сложных систем разнотипных и разновозрастных кольцевых структур в этом регионе могут служить детально изученные и описанные Монастырская и Лунзинская вулcano-тектонические депрессии [65—67], Пластунская вулcano-тектоническая впадина [32], Шуки-Поктойская вулcano-тектоническая структура [127, 172] и структуры Баджалской зоны [23], Ольгинская, Кавалеро-Дальнегорская, Тернейская и Максимовская Восточного Сихотэ-Алия [80] и др.



- а*
- | | | | |
|--|---|--|---|
| | 1 | | 5 |
| | 2 | | 6 |
| | 3 | | 7 |
| | 4 | | |

Особо, вероятно, следует остановиться на выделяемых в этом регионе вулcano-купольных структурах с подразделением на экструзивно- и интрузивно-купольные. Примерами таких структур являются Сихотэ, Нанза, Аник, Центральная, Снежная, описанные В. И. Рыбалко и А. В. Олейниковым, и многие другие. Несомненно, что в названии этого типа структур отразилось участие в их строении такого элемента, как куполовидный плутон, однако все они скорее всего могут быть отнесены к обращенным структурам плутонического типа, поскольку присутствующие в них купола, как следует из описаний, сочетаются со впадинами и кольцевыми расколами, вдоль которых происходили проседания с последующим становлением куполовидных интрузивов (плутонов). К структурам того же плутонического типа могут быть, вероятно, также отнесены и гранитоидные интрузии центрального типа Верхне-Бикинского района Сихотэ-Алиня [46].

Проведенное за последнее десятилетие детальное изучение Охотско-Чукотского вулканического пояса также показало широкое развитие в этом регионе магматогенных центрально-кольцевых структур. Здесь их принято называть вулканоструктурами, вулcano-тектоническими или отрицательными структурами, структурами кальдерного обрушения или даже просто кальдерами. При этом описанная В. Ф. Белым с соавторами [18—20] схема классификации изометричных отрицательных структур по способу образования с выделением: а) простых вулканоструктур и вулканоструктур с концентрической системой периферических грабенов, субвулканических интрузий и жерловых образований, б) вулканоструктур со сложным интрузивным обрамлением и в) вулканоструктур с центральным или эксцентричным куполом, ядро которого слагают интрузивные породы, — по всей видимости, отвечает предложенной схеме с выделением соответственно вулканического, вулcano-плутонического и плутонического типов обращенных центрально-кольцевых структур. Известны, конечно, в этом регионе и примеры сложных систем кольцевых структур: это описанная многими исследователями Арманская вулcano-тектоническая структура [18, 52, 75]; вулcano-тектонические структуры бассейна р. Пенжины [133], Аниуйско-Анадырского междуречья, ряд подобных структур, описанных В. В. Ярмолюком [193], и многие другие.

Рис. 30. Палеовулканические схемы Карабашской депрессии [87].

a — нижняя толща акчинской свиты; *б* — верхняя толща акчинской свиты; *в* — нижняя толща оясайской свиты; *г* — толща кварцевых порфиров оясайской свиты; *д* — пирокластическая толща оясайской свиты; *е* — верхняя толща оясайской свиты; *ж* — кызылнуринская свита; *1* — площади распространения свиты (*a* — предполагаемые, *б* — участки максимальной мощности); *2* — дайки; *3* — разломы; *4* — центры извержений; *5* — поствулканические дайки; *б* — дайки микрогранофиров, сферолит-порфиров; *7* — дайки диабазов.

Вероятно, приведенных примеров вполне достаточно, чтобы утверждать, что предложенные и описанные типы обращенных центрально-кольцевых структур свойственны орогенной стадии развития всех складчатых систем и потому широко проявлены в разновозрастных вулканоплутонических поясах.

Обращенные структуры вулканического, вулканоплутонического и плутонического типов могут сменять друг друга во времени, располагаясь кон- или эксцентрично, однако проявление всех их в одном регионе не обязательно и зависит от конкретных геологических условий его развития (глубины залегания фундамента, интенсивности и характера тектоники, истории развития смежных областей и т. д.).

Так, например, в разных по глубинному строению блоках Токрауской впадины (Центральный Казахстан) одновременно развивались структуры разных типов. В других случаях разновозрастные кольцевые структуры, но развивающиеся в разных зонах, например в позднепалеозойской орогенной Северо-Балхашской впадине и в граничащем с ней каледонском Чингизском антиклинории, в первом случае являются вулканическими или вулканоплутоническими, а во втором — чисто плутоническими. В зоне же сочленения указанных крупных регионов форма магматогенных структур меняется от округлых в Северо-Балхашской впадине через овальные, вытянутые параллельно зоне сочленения, до линейных в самой зоне.

Однако выявление этих структур в каждом конкретном регионе является очень важной задачей, так как приводит к существенному изменению представлений об их геологическом строении. Без учета роли магматогенной тектоники (образования кольцевых, конических, радиальных, а порой и линейных разломов и сопряженных с ними проседаний) орогенные зоны рассматривались как совокупность брахиформных складчатых структур и не связанных с ними генетически различно ориентированных гипабиссальных интрузивов и даек.

Результаты исследования обращенных кольцевых структур в самых различных регионах показали, что вулканогенные, интрузивные и дайковые комплексы являются членами определенных вулканоплутонических ассоциаций, подчинены в своем проявлении определенным закономерностям и сочетаются в единых кольцевых структурах. Такое понимание проявления магматизма орогенных зон предполагает новый методический подход к решению вопросов геологического строения целого ряда регионов.

Следует также отметить, что приповерхностным обращенным центрально-кольцевым структурам на более глубоких по вертикали уровнях могут отвечать также центрально-кольцевые, но несколько иные по характеру структуры. По мнению А. В. Авдеева и др. [1, 5, 39], для больших глубин орогенных зон характерны гранито-гнейсовые купола, представляющие

собой локальные центры гранитизации *in situ*, подобные куполам древних кристаллических щитов и срединных массивов. На средних глубинах формировались перемещенные гранитоидные купола, являющиеся типичными центральными плутонами мезозоны. Эти представления могут оказаться вполне справедливыми, но требуют еще дальнейшего изучения.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ И ИХ ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ

Необращенные и обращенные центрально-кольцевые структуры, как было показано в предыдущих разделах главы, образуются главным образом при проявлении условно выделенных соответственно второго и шестого типов геодинамического режима. Один из этих режимов (II) характеризуется преобладающим растяжением, вызывающим общее прогибание, на фоне которых проявляются постепенно нарастающие элементы сжатия и восходящих движений, другой же (VI) — преобладанием процессов воздымания, вызывающих растяжение верхней оболочки Земли, при сохранении остаточного глубинного сжатия и дифференцированности движений.

II тип геодинамического режима свойствен главным образом зрелой геосинклинальной стадии, и для него типичны необращенные кольцевые структуры, тогда как обращенные возникают в зрелую орогенную стадию со свойственным ей типом режима VI.

При проявлении геодинамического режима типов I и VII, когда господствуют процессы растяжения, центрально-кольцевые структуры не образуются или проявлены незначительно. Однако при проявлении режимов, близких к II и VI, т. е. при III и V, которым присущи сочетания процессов сжатия и растяжения с дифференцированными радиальными движениями, образуются структуры как необращенные, так и обращенные. Эти режимы свойственны стадии инверсии подвижных поясов, и естественно, что в этих условиях могут наблюдаться сложные сочетания необращенных и обращенных структур или одна и та же структура развивается сначала как необращенная, а затем испытывает «обращение».

Однако несмотря на всевозможные сочетания режимов главные различия выделенных классов структур, отражающие их генезис, остаются постоянными.

Так, основные признаки необращенных кольцевых структур сводятся к следующим:

- 1) первично-положительная природа, проявленная в преобладании положительных форм;
- 2) относительно небольшие размеры (первые десятки километров) и простое внутреннее строение — вулканические конусы,

экструзивные купола, стратовулканы, иногда усложненные вершинными кальдерами;

3) вулканический характер всех магматитов, т. е. участие в строении этих структур покровных, жерловых и субвулканических фаций вулканиитов и отсутствие в них интрузивных плутонических образований;

4) незначительное участие в образовании структур синвулканической тектоники;

5) локализация на зарождающихся в условиях общего прогиба поднятиях;

6) связь с относительно глубоко расположенными магматическими очагами;

7) преобладание среди пород преимущественно кислых дифференциатов основных магм мантийного происхождения или продуктов смешанных магм.

В отличие от необращенных обращенные центрально-кольцевые структуры характеризуются совершенно иными признаками:

1) первично-отрицательная компенсационная природа (но не морфология!), несмотря на присутствие в них отдельных положительных форм;

2) крупные размеры структур (вулканический тип 80—150, вулканоплутонический 30—60 и плутонический 10—40 км) и сложное внутреннее строение, обусловленное присутствием конических, кольцевых и радиальных расколов и интрузивных тел, кальдерообразных впадин, центральных плутонов и т. д.;

3) сочетание в их составе в различных соотношениях вулканогенных (с покровными, жерловыми и субвулканическими фациями) и интрузивных (плутонических) комплексов;

4) интенсивное проявление в процессе образования структур синвулканической, а также синмагматической тектоники;

5) локализация структур в пределах зон преимущественного воздымания;

6) связь с относительно неглубоко залегающими периферическими магматическими очагами;

7) преобладание среди пород, слагающих структуры, магматитов преимущественно гранитоидного ряда, являющихся продуктами коровых (иногда смешанных) магм.

Естественно, что каждый из типов структур, выделенных в пределах 2 названных классов, также обладает своими характерными признаками, однако останавливаться здесь на них, вероятно, нет необходимости, поскольку они приведены в соответствующих разделах главы, подчеркнем лишь следующую закономерность в их проявлении.

Для различных типов необращенных структур совмещение в пространстве нетипично, поскольку они образуются, как было показано ранее, в зонах с различным геоантиклинальным развитием. В связи с этим не удастся установить и какой-либо

четкой временной последовательности или эволюции в смене обращенных структур одних типов другими. В то же время обращенным структурам свойственно совмещение в пространстве разновозрастных структур различных типов с образованием сложных систем; при этом наблюдаются как кон-, так и эксцентричные их сочетания. Намечается также и временная смена или эволюция различных типов обращенных структур от вулканического через вулкано-плутонический к плутоническому. При этом в том же направлении устанавливается уменьшение размеров структур (концентрация магматизма над очагом) и усложнение их строения; переход от преимущественного развития вулканитов к преобладанию в их строении интрузивных (плутонических) пород; постепенная смена средних по составу пород кислыми, а затем ультракислыми и субщелочными (из рассмотрения исключаются базальты, появление которых связано с переходом отдельных зон или участков к тафrogenной стадии развития); направленное изменение характера вулканитов и т. д.

Все эти признаки являются следствием прогрессирующего во времени общего воздымания и растяжения верхних частей земной коры и соответственно усиления жесткости рамы и постепенного приближения к поверхности периферических магматических очагов. Несомненно, однако, что предложенная схема последовательности обращенных структур близка к идеальной и в действительности проявление всех типов структур с последовательной их сменой не обязательно и зависит от конкретных геологических условий развития того или иного региона.

Не исключена также возможность сочетания в пространстве необращенных и обращенных структур, при этом обращенные структуры, скорее всего, будут накладываться на необращенные. Однако это наложение может быть лишь чисто случайным и не имеет практического значения.

Закономерности развития, установленные для локальных структур, справедливы и для более крупных, глобальных структур. Так, появляется возможность выделить геосинклинальные вулканические пояса, представляющие собой по своей первичной природе прогибы с фемическим характером магматизма и преобладающими в их пределах необращенными положительными структурами, и пояса орогенные — области воздымания с характерными для них обращенными магматогенными центрально-кольцевыми структурами, образованными кислыми коровыми породами.

В заключение хотелось бы остановиться на очень важной и, вероятно, универсальной закономерности, которая заключается в том, что формирование первично-положительных необращенных структур в пределах локальных поднятий, но на фоне общего прогибания, является процессом, как бы компенсирующим общие нисходящие движения, в то время как обращенные

структуры как бы уравнивают тот процесс воздымания, в условиях которого они возникают. Характерно также сочетание положительной морфологии обращенных структур с мультиморфным внутренним их строением, свойственное как мелким, локальным структурам, так и региональным и, вероятно, глобальным. Такая закономерность является, по-видимому, в общей схеме универсальной и справедливой для структур различного масштаба. Она же свойственна и более глубинным уровням Земли, где, например, крупным впадинам на поверхности отвечают куполовидные изгибы границ Конрада и Моховичича (Каспийская, Тенизская впадины и др.).

**МАГМАТОГЕННЫЕ
ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ
ПЛАТФОРМ**

Настоящая книга не ставит своей целью детальное рассмотрение и типизацию центрально-кольцевых структур платформ, однако на некоторых положениях, касающихся этих вопросов, все же необходимо остановиться.

Прежде всего следует отметить, что универсальная закономерность, обуславливающая возникновение и определенный ход развития магматогенных структур подвижных поясов, остается, вероятно, справедливой и для платформ. То есть и платформенный магматизм — формы его проявления и состав продуктов — также должен подчиняться взаимосвязанным процессам сжатия — растяжения и радиальных перемещений. И действительно, в областях платформ, испытывающих региональные сводовые поднятия, наблюдаются обращенные структуры (впадины, депрессии и т. п.), в областях длительных опусканий возникают простые «положительные» по своему внутреннему строению вулканические структуры, а на участках интенсивного растяжения проявляется ареальный базальтовый магматизм. В зонах рифтов, возникающих как следствие процессов сводообразования, наблюдаются как линейные, так и центрально-кольцевые структуры, появляющиеся в разные стадии их развития и на разных участках.

Одним словом, проявление ареального платформенного вулканизма, при котором наблюдается сочетание линейных, круговых и кольцевых форм и структур или возникновение лишь локальных вулкано-плутонических или криптовулканических структур, несомненно зависит от преобладающих форм движения, глубинного строения региона, уровня рождения расплава, наличия и положения периферического очага, газонасыщенности и активности и ряда других второстепенных факторов, обусловленных в целом геодинамическим режимом.

Центрально-кольцевые структуры платформ известны в пределах всех кристаллических щитов и массивов, они полно и детально изучены, однако при их описании, как правило, основное внимание уделяется составу слагающих их пород и строению отдельных тел и массивов. Известны также некоторые соображения, касающиеся их тектонического положения, причем большинство исследователей связывает их появление с рифтовыми зонами и грабенами. В последнее время, когда

широкое развитие получили представления о тектонике плит, их возникновение нередко рассматривается в прямой связи с раздвиганием океанического дна (например, интрузии Корсики и Северо-Западной Африки).

Именно тот факт, что материал по кольцевым структурам платформ очень обширен и разнообразие их типов так велико, привел к тому, что единая классификация пока отсутствует, хотя необходимость в таковой остро назрела.

Не располагая данными, достаточными для классификации структур на основании типов геодинамического режима развития платформ, попытаемся хотя бы приблизиться к ней — произведем их типизацию с учетом 2 главных признаков:

I — источника материала, слагающего структуры, — глубины его генерации, состава, взаимодействия с породами фундамента или покрова;

II — приуроченности к тем или иным геологическим структурам платформ, их фундаменту или покровным образованиям.

Такая типизация, проведенная в этой работе на основе литературных данных, несомненно, может считаться лишь предварительной разработкой, поскольку основана на признаках, лишь отражающих в какой-то мере их генезис, но не является по существу генетической.

I. По источнику материала все центрально-кольцевые структуры платформ могут быть условно подразделены на 4 группы:

1) «мантийные» — структуры, образующиеся при поступлении в верхний структурный этаж или на земную поверхность недифференцированного или почти недифференцированного материала мантии;

2) базальтовые (астеносферные), т. е. сложенные базальтами, являющимися результатом плавления материала мантии и поступающими из астеносферы;

3) сложные по составу, т. е. структуры, в которых реально наблюдается взаимодействие материала, генерированного на разных глубинах, что приводит к широким вариациям в составе слагающих их пород;

4) «коровые» — структуры, сложенные материалом сиалической коры, в различной степени расплавленным и перемещенным под влиянием различных факторов.

Охарактеризуем кратко каждую из перечисленных групп.

1. «Мантийные» структуры. К этой группе относятся образования, сложенные материалом верхней мантии, в различной степени расплавленным и с большим количеством ультраосновных пород. Следует, однако, оговориться, что не во всех случаях возможно определить, представляют ли собой ультраосновные породы блоки недоплавленного материала мантии или кумуляты базальтовой магмы. В связи с этим разделение по источнику материала не всегда будет строго выдерживаться.

Образованиями этой группы являются, таким образом, кимберлиты (трубки взрыва, или диатремы), конические и воронкообразные интрузии ультраосновных пород, ультраосновные — щелочные вулканоплутонические и вулканические структуры с карбонатитами или без них и, наконец, магматические образования срединно-океанических хребтов.

Рассмотрим более подробно некоторые формы и структуры, встречающиеся в этой группе.

А. Кимберлитовые породы, обнаженные на большинстве древних платформ, обычно образуют так называемые трубки взрыва, или диатремы, отмечаются также дайки, а в отдельных случаях и силлы. При этом среди кимберлитовых тел принято выделять 2 основных текстурно-генетических типа [101]: взрывной и гипабиссальный. Взрывной тип — это собственно трубки взрыва, сплюснуто-трубчатые (линзовидные в плане) тела с раздувами на дайках, сложенные кимберлитовыми брекчиями. Гипабиссальный тип — это дайки и силлы.

Трубки взрыва, как известно, представляют собой конусовидные тела, обращенные острием вниз; падение их обычно близко к вертикальному, иногда с наклоном до 70—80°. Постепенно сужаясь с глубиной, кимберлитовые трубки переходят в дайки. Размеры диатрем на уровне дневной поверхности очень изменчивые и колеблются от овала с осями около 1500 и 1050 м («Мвадуи», Танзания) до трубок площадью около 0,01 га. Форма их в плане также разнообразна: правильная округлая или овальная; удлинённая и сильно вытянутая, линзовидная; встречаются иногда амебовидные, грибообразные и другие причудливые очертания. По мнению В. А. Милашева [101], целесообразно выделять среди них лишь 2 морфологические группы: собственно трубки взрыва (изометричные и овальные в плане) и сплюснуто-трубчатые тела (сильно вытянутые и линзовидные в плане), которые позволяют судить о степени их эродированности. Значительная часть диатрем сложена 2—3 генерациями кимберлитовых пород, причем кимберлиты (массивные) внедрялись позже туфобрекчий и эруптивных брекчий (рис. 31). Участки диатрем, сложенные различными генерациями кимберлитовых пород, существенно различаются по характеру и напряженности магнитного поля.

Дайки кимберлитов встречаются практически во всех районах проявления кимберлитового вулканизма и обычно располагаются кулисообразно или веерообразно. Среди них различают типы [101]: а) служившие подводными каналами для диатрем; б) внедрившиеся по трещинам в застывшие кимберлиты трубок взрыва; в) развитые в зонах дробления на экзоконтактах диатрем; г) не имеющие видимой связи с трубками взрыва и силлами. Дайки первого типа наиболее мощны и протяженны (мощность их 10—15, чаще 0,5—2,0 м, протяженность — первые километры).

Силлы составляют незначительную долю от общего числа выявленных кимберлитовых тел, и все они находятся на Африканском континенте. Они очень изменчивы по мощности и пло-

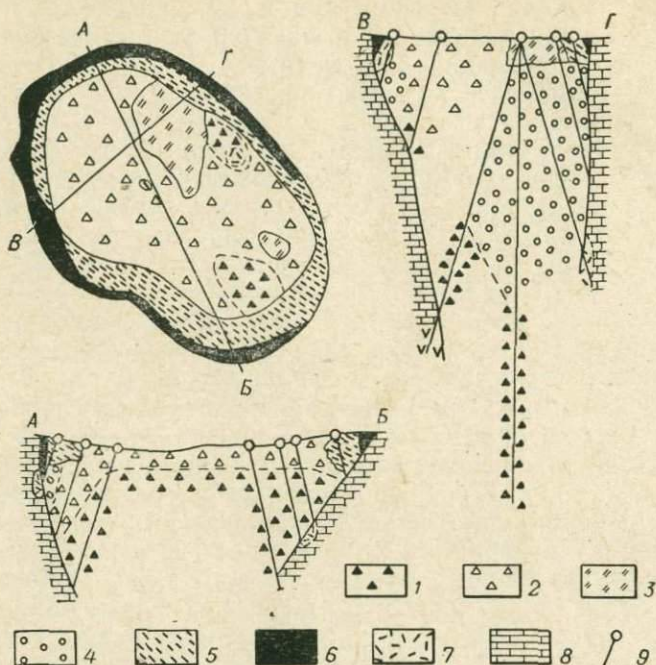


Рис. 31. Схема распространения различно окрашенных и измененных разновидностей кимберлитовых пород в одной из трубок Якутии [101].

Кимберлитовые брекчии: 1 — темно-зеленая, 2 — зеленая, 3 — голубая, 4 — серая, 5 — белая карбонатизированная, 6 — обожренная карбонатизированная; 7 — приконтактовая брекчия; 8 — вмещающие карбонатные породы и «плавающие рифы» известняков; 9 — буровые скважины.

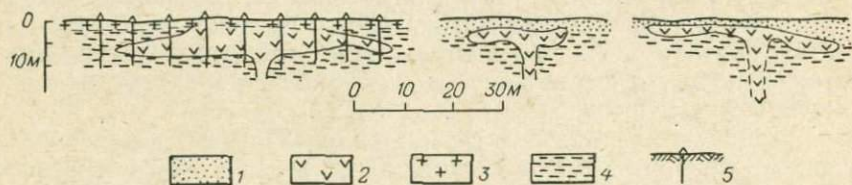


Рис. 32. Разрезы кимберлитовых силлов из группы Салтпетрепан [101].

1 — песчанники и конгломераты с карбонатным цементом; 2 — кимберлиты; 3 — долериты; 4 — сланцы; 5 — буровые скважины.

щади в плане и приурочены к ослабленным зонам на контактах разнородных толщ (рис. 32). Внутреннее строение силлов свидетельствует о неоднократном внедрении кимберлитовых расплавов вдоль плоскостей контакта пород.

Даже из краткого рассмотрения кимберлитов видно, что образованные ими тела, как правило, не являются в плане изометричными, и потому для целей классификации магматогенных структур платформ интерес представляет строение не столько самих диатрем, сколько «кимберлитовых провинций», для которых, как отмечает В. А. Милашев [101], установлено концентрически-зональное распределение кимберлитов, различающихся по термодинамическому режиму образования, возрасту, химическому составу, алмазоносности и другим особенностям, и намечена причинная связь кимберлитового вулканизма с конвективными течениями вещества верхней мантии. При районировании на основе перечисленных признаков кимберлитовые провинции можно представить как обширные территории субизометричных очертаний, в центре которых развиты ранние кимберлиты, сформировавшиеся при максимальной температуре и давлении, в средней зоне — более молодые кимберлиты, возникшие при средних, а по периферии — поздние кимберлиты, образованные при минимальных термодинамических параметрах кимберлитовой фации, и коагматичные им порфиновые ультраосновные породы пикритовой фации платформенного вулканизма (рис. 33).

В соответствии с указанной зональностью в центре провинции располагаются кимберлиты алмазоносной субфации, в средней зоне сочетаются кимберлиты алмазной и пироповой субфации и коагматичные им порфиновые ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы пикритовой фации и карбонатиты.

У кимберлитовых провинций вблизи рифтовых областей, а иногда и на окраинах платформ центральная зона отсутствует или слабо развита, тогда как периферийная достигает относительно больших размеров и характеризуется широко проявленными щелочно-ультраосновными породами и карбонатитами, которые в количественном отношении нередко преобладают над кимберлитами. Зарождение таких провинций происходило при сравнительно пониженных давлении и температуре.

Итак, для кимберлитовых провинций различных областей характерно концентрически-зональное строение, обусловленное комплексом процессов эволюции вещества верхней мантии, среди которых большую роль играли конвективные течения субстрата. Классифицированы они могут быть, скорее всего, как необращенные центрально-кольцевые структуры вулканического типа.

Б. Классическим примером региона с широким развитием ультраосновных щелочных пород и карбонатитов является Маймеча-Котуйская провинция, расположенная в северной части Сибирской платформы. По данным Л. С. Егорова, кристаллический фундамент платформы на территории провинции перекрыт мощным чехлом преимущественно карбонатных осадочных отложений, а венчают разрез разнообразные по составу эффу-

зивы позднепермского—раннетриасового возраста, объединенные в 5 свит. Интрузивные образования района являются продуктами 2 циклов—позднепротерозойского и позднепермского—раннетриасового.

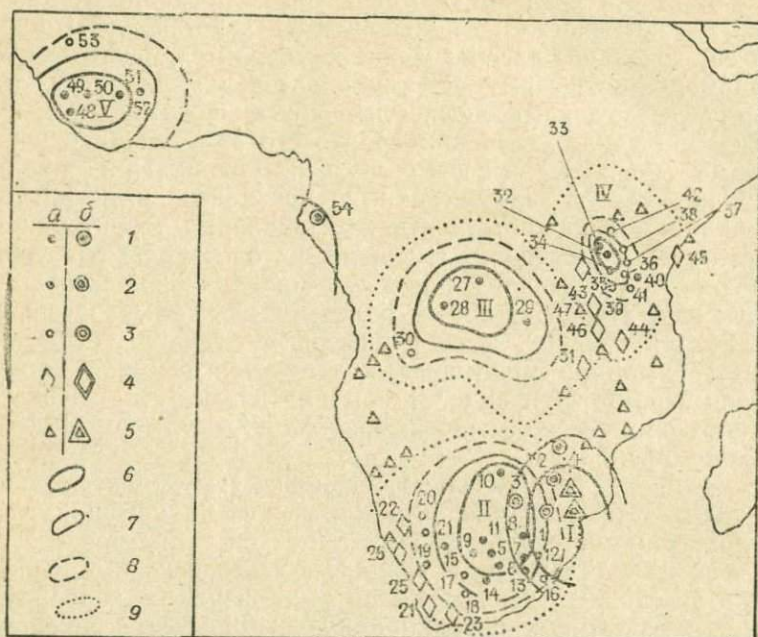


Рис. 33. Схема районирования областей развития кимберлитов и комагматичных им щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов в Африке [101].

a — фанерозойский, *б* — протерозойский возраст. Поля кимберлитов: 1 — алмазной фации, 2 — алмазной и пироповой фаций, 3 — пироповой фации; 4 — поля пикритов и пикритовых порфиритов; 5 — участки развития щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Границы зон развития: 6 — кимберлитов алмазной субфации, 7 — кимберлитов алмазно-пироповой субфации, 8 — кимберлитов пироповой субфации, 9 — порфировых ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород пикритовой фации. Римскими цифрами обозначены провинции, арабскими — кимберлитовые и пикритовые поля.

Позднепермские—раннетриасовые интрузии характеризуются широким распространением и формационно-фациальным разнообразием, но наибольший интерес среди них представляют сложные массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатиты. Вмещающими породами для них служат почти все осадочные отложения и вулканогенные образования района, включая основные и щелочно-ультраосновные эффузивы триаса. Подавляющая часть интрузий относится к сложным многофазным плутонам центрального типа, поскольку форма и особенности их внутреннего строения обусловлены концентрическим расположением пород различного состава и возраста. Интрузивные контакты разных типов пород доказывают, что становление их происходило в результате многократного внедрения дифферен-

цирующей на глубине магмы. Наряду с этим широко и также многократно проявлялся и метасоматоз.

Строение такого центрально-кольцевого комплекса ультраосновных и щелочных пород можно рассмотреть на примере Гулинской интрузии (рис. 34). Она изучалась многими исследователями и основные положения о ее геологическом строении сводятся к следующему [51].

В современном эрозионном срезе интрузия имеет серповидную форму (470 км²), поскольку большая ее часть погребена под мезо-кайнозойскими отложениями. Вмещающими породами на юге и юго-востоке являются эффузивы коготской (базальты и трахибазальты) и делканской (нефелиновые мелабазальты, авгититы, андезит-базальты, трахиты, пикритовые порфириды и др.) свит, на юго-западе и западе — толща меймечитов.

Гулинскую интрузию слагают разновозрастные силикатные породы от ультраосновного до щелочного состава, а также карбонатиты. Главные серии пород (от древних к молодым): 1) дуниты-перидотиты и рудные пироксениты; 2) мелилитовые породы; 3) якупирангиты-мельтейгиты и малиньиты-шонкиниты; 4) оливиновые меланефелиниты, нефелиновые пикриты и пикриты; 5) ийолиты и ийолит-пегматиты; 6) нефелиновые и щелочные сиениты; 7) карбонатиты.

Дуниты со шлировидными обособлениями перидотитов прослеживаются в виде дугообразно изогнутой в плане полосы протяженностью 40 при ширине 9—10 км. Неполнокольцевое строение этого тела подчеркивается цепочкой даек и линзовидных тел рудных пироксенитов.

Породы серии оливиновых меланефелинитов-пикритов слагают несколько тел, группирующихся в 3 серпообразных параллельных пояса (внешний, средний и внутренний). Внешний пояс образован мощным дайкообразным телом и цепочкой из мелких штоков, средний пояс представляет собой меридионально вытянутую интрузию и цепочку из нескольких мелких штоков, внутренний пояс — это широкое поле неправильной конфигурации в центре Гулинского массива. Возможно, что породы внутреннего пояса образуют сложное тело, сочетающее в своей структуре пологую силлообразную залежь с вертикальными подводящими каналами типа кольцевых даек.

Структура и форма залегания серии малиньитов-шонкинитов неизвестны, так как они обнажаются в виде блоков-ксенолитов среди более молодых образований.

Среди меланефелинитов-пикритов внутреннего пояса расположены 2 структуры: неполнокольцевая и кольцевая значительно меньшего радиуса, чем у описанных выше. Первая из них, южная, образована серпообразными телами апомелилитовых пород, якупирангитов-мельтейгитов и нефелиновых пикритов (протяженность тел составляет 5—8, мощность 0,3—0,1 км, падение предположительно вертикальное). Концентрическое

строение этой структуры подчеркивается также кольцевым и радиальным расположением линзовидных тел и даек ийолитов, ийолит-пегматитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Север-

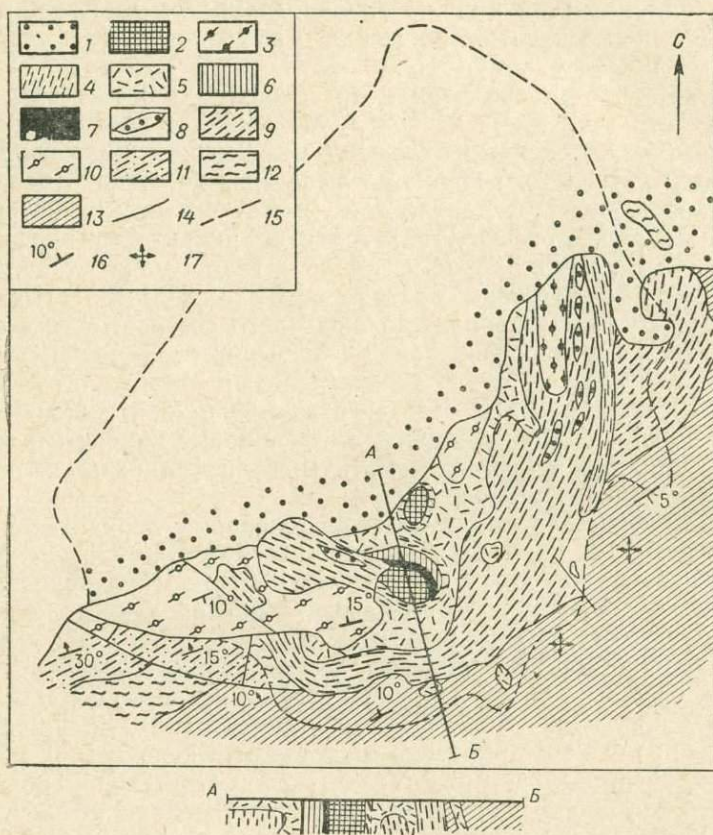


Рис. 34. Геологическая карта Гулинской интрузии (по Л. С. Егорову [51]).

1 — мезо-кайнозойские отложения Хатангской впадины; раннетриасовые породы Гулинской интрузии: 2 — карбонатиты, 3 — малиньиты-шонкинниты, оливиновые меланефелиниты и сельсбергиты нерасчлененные, 4 — оливиновые меланефелиниты, нефелиновые пикриты и пикриты (крутопадающие тела), 5 — те же породы предположительно в субгоризонтальном залегании, 6 — якупирангиты-мельтейгиты, 7 — мелилитовые и апомелилитовые породы, 8 — рудные пироксениты, 9 — дуниты-перидотиты; 10 — маймечинская свита; 11 — делканская свита, верхняя подсвита (андезито-базальты, трахиты, пикритовые порфириты); 12 — делканская свита, нижняя подсвита (нефелиновые мелабазальты, авгититы и др.); 13 — коготская свита (базальты и трахибазальты); 14 — разломы; 15 — границы Гулинской интрузии по аэромагнитным данным; залегание эффузивов: 16 — наклонное, 17 — горизонтальное.

ная локальная структура образована мощным (около 1 км) крутопадающим кольцевым телом нефелиновых пикритов, постепенно переходящих в полого залегающие оливиновые меланефелиниты.

Карбонатиты образуют 2 овальных в плане центриклинальных массива — Южный и Северный; каждый из них составляет ядро соответствующей структуры. Карбонатиты обоих массивов прорваны диатремами апатитовых пород.

Из геолого-структурной характеристики отдельных серий пород, приведенной здесь в сокращенном виде, Л. С. Егоров делает вывод о том, что Гулинский интрузив представляет собой совокупность разновозрастных интрузивных тел, весьма близких по строению к кольцевым дайкам. Эта особенность и позволяет относить интрузию к плутонам центрального типа, представляющим собой центрально-кольцевые структуры. Однако если учесть сопряженность интрузивных пород с близкими по возрасту и составу эффузивами, то в целом всю структуру можно отнести к центрально-кольцевой плутонического (гипоинтрузивного?) типа, образующейся в результате повторных внедрений магмы.

Аналогичные структуры широко развиты не только в Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы; к ним, в частности, относятся огромные интрузивные массивы Хибинских и Ловозерских тундр на Кольском полуострове, а также массивы Южной Америки, Восточной Африки. В большинстве случаев охарактеризованные только что интрузии являются плутоническими аналогами определенных эффузивов, обычно предшествующих их внедрению (см. рис. 34), и нередко составляют вместе с ними вулcano-плутонические ассоциации. Иногда, однако, они могут встречаться и более или менее независимо от последних, как, например, на Балтийском и Украинском щитах.

2. Базальтовые (астеносферные) структуры. В ряде случаев отделение центрально-кольцевых структур этой группы от предыдущей затруднительно, поскольку в них иногда (в частности, в расслоенных интрузиях) присутствуют и ультраосновные породы, но тем не менее некоторые из них хорошо отличимы от мантийных.

К этой группе относятся прежде всего структуры (вулканические и вулcano-плутонические) областей площадного проявления базальтового (траппового) магматизма как на платформах, так и в океанах. Сюда же относятся вулканические (а возможно, и вулcano-плутонические) структуры океанических поднятий (типа Гавайских островов). С базальтовой магмой связаны также стратифицированные расслоенные плутоны конической и чашеобразной формы типа Скергаардского, Седбери, Бушвелдского и др. Отличительной особенностью образований этой группы, как и предыдущей, по сравнению с последующими является то, что базальтовая магма не взаимодействует с материалом сиалической коры и они сложены продуктами ее дифференциации.

Структуры этой группы образованы продуктами трапповой формации, а точнее ассоциации. Основным ее элементом является наземная платобазальтовая вулканогенная формация, состоящая из пород толеит-базальтовой магмы — долеритов, диабазов, диабазовых порфиритов, базальтов и их туфов; значительно реже среди них встречаются андезиты, лимбургиты, риолиты, нефелиновые базальты. Эффузивные породы слагают обширные плато Колумбии в Северной Америке и Параны в Южной, Декана в Индии, Туле в Гренландии, Среднесибирского в Советском Союзе и др.

Строение структур этой группы простое. Слагающие их лавы изливались из центральных каналов щитовых вулканов, отчасти через трещины на их склонах. В процессе роста вулкана и сопряженного с ним куполообразования образовывались конические трещины, когда же плоский конус вулкана достигал пределов возможного роста, происходили обрушения вдоль концентрических сбросов, возникающих в результате снижения давления со стороны глубинного расплава. Конические трещины заполнялись многочисленными пластовыми интрузиями (силлами) габбро-диабазового или долеритового состава, а кольцевые расколы служили границами вершинных кальдер и небольших кальдерообразных впадин.

Примером такой структуры может служить Ириткинская в бассейне Нижней Тунгуски, описанная В. С. Авдаловичем [3,4]. Она имеет куполовидную форму с диаметром около 50 км и углом падения слоев на крыльях около 1° . Центральная часть структуры сложена грубообломочными туфами и ксенотуфами. В присводовой части структуры отмечены кольцевая в плане интрузия долеритов (диаметр около 20 км), а в центре — 2 реликтовых вулканических аппарата, серия даек и штоков. Характерной особенностью этой структуры В. С. Авдалович считает связь кольцевой интрузии с покровами лав, при этом ее образование связывается с моментом компенсационного проседания центрального блока над очагом. Однако первично-положительный характер структуры при этом сохраняется.

Серия таких куполовидных структур (диаметр 8—14 км) описана М. И. Митрошиным и А. В. Невской [103, 104] для западного борта Тунгусской синеклизы (бассейны рек Северной, Курейки, Горбиачин). М. И. Митрошин считает, что они играли главную роль при формировании туфолаковой толщи начального этапа траппового вулканизма синеклизы и являются элементами сложных вулканотектонических систем.

А. А. Межвилк [97] считает реликтом крупной вулканической конусовидной структуры Янгодо-Горбитского поднятие, расположенное в пределах Лено-Енисейского прогиба. Такую точку зрения исследователь подтверждает характером распределения по площади эффузивных образований, увеличением их мощностей и количества базальтовых лав в разрезах при движении

в сторону Янгодо-Горбитского поднятия, а также выклиниванием лав и переходом к осадочно-туфогенным отложениям во все стороны от поднятия.

Как видно из приведенных примеров, все исследователи отмечают первично-положительный характер структур, несмотря на присутствие в них отрицательных форм.

Структуры сходного типа, но образованные породами несколько иного состава: оливиновыми базальтами, трахибазальтами, лимбургитами, трахитами, фонолитами и даже риолитами и дацитами, — широко распространены в Африке. Они связаны с извержениями центрального типа, и в их строении наряду с покровами и силлами участвуют купола и экструзии, характерные в связи с повышенной вязкостью магмы.

Такой же тип структур базальтоидной группы образуется и в океанах. Так, на Гавайских островах полого куполообразно залегающие флуд-базальты окружены кольцевыми рвами или валами, причем Мауна-Лоа, по мнению Стирнса и Кларка, представляет собой сложную систему структур, образованную наложением щитовых вулканов один на другой. На Канарских островах также отмечается сочетание с покровными базальтами кольцевых и конических интрузий.

Первично-положительный необращенный характер рассмотренных структур этой группы и тесная связь в их пределах покровных образований и пластовых интрузий позволяют отнести их к необращенным центрально-кольцевым структурам вулканически-субвулканического и субвулканического (субинтрузивного) типов.

С эффузивами трапповой ассоциации во времени тесно сопряжены соответствующие интрузии габбро-гранитовой формации. Они представляют собой крупные, преимущественно лополитовые массивы с хорошо выраженной расслоенностью, связанной с дифференциацией на месте, а также с последовательной инъекцией магмы, дифференцированной также на глубине. Классическими примерами таких интрузий являются плутоны Седбери в Канаде и Бушвелд в Южной Африке. Состав их изменяется от норитов до гранитов. На Сибирской платформе известны раннетриасовые интрузии подобного же типа — Далдыканская и др. Чтобы понять, какое место они занимают в типизируемых образованиях, напомним коротко о строении одного из них.

Бушвелдский массив приурочен к центральной части Трансваальской синеклизы (Южная Африка), выполненной в нижней части осадочными породами «системы» Трансвааль и перекрытых серией Претория, в верхах которой появляются фельзиты мощностью до 1 км, являющиеся, по мнению А. Лебе, связующим звеном между вулканогенным комплексом серии Претория и Бушвелдским лополитом. Последний занимает площадь, вытянутую в широтном направлении почти на 500 км (рис. 35). Комп-

лекс обнаруживает отчетливое расслоение и дифференцированность. Внедрение отдельных порций магматического расплава происходило вдоль разлома, совпадающего с широтной осью лополита и сопровождалось опусканием его дна. Магма внедрялась между фундаментом и чехлом или различными горизонтами чехла. Наиболее ранние фазы интрузии, залегающие

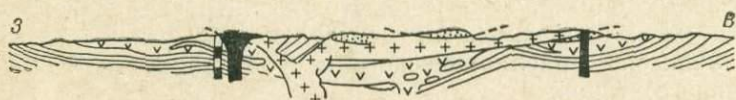
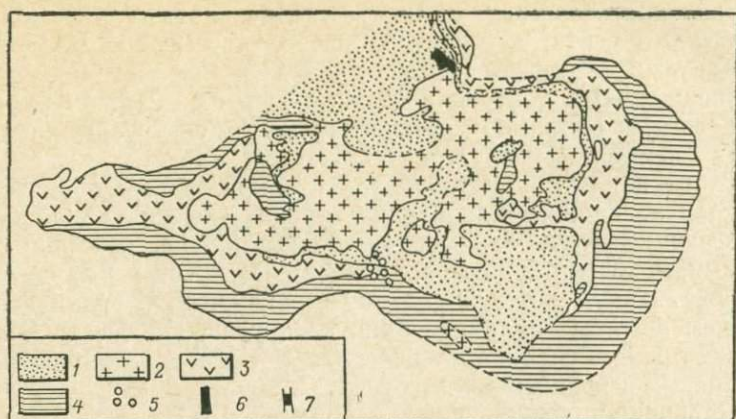


Рис. 35. Бушвелдский лополит, Южная Африка (по А. Л. Дю Тойту [из 168]).

1 — породы кровли; 2 — красные граниты; 3 — нориты; 4 — породы подошвы; 5 — сиениты (вне масштаба); 6 — Пиландсбергский вулканический центр и Спиджонское вулканическое жерло; 7 — кимберлитовая трубка.

в нижней части массива, представлены чередованием перидотитов, пироксенитов (частично хромитоносных), норитов и анортозитов. После тектонических подвижек, связанных, вероятно, с региональным сжатием, произошло внедрение габброидов с прослоями титаномagnetита. Наконец, в заключительную стадию формирования массива внедрились граниты и гранофиры, занимающие верхнюю часть лополита.

Таким образом, предыдущий пример показывает, что по строению расслоенные интрузии габбро-гранитовой формации, подобные Бушвелду, вряд ли следует относить к структурам центрально-кольцевого типа. А если в какой-то мере такие интрузии и связаны с ними, то являются образованиями другого глубинного уровня.

Обобщая изложенный фактический материал, касающийся группы астеносферных структур, можно сказать, что для площа-

дей проявления базальтового (траппового) вулканизма характерны структуры, которые по своим чертам (первично-положительные, несмотря на наличие в отдельных случаях отрицательных форм) могут быть отнесены к классу необращенных. В свою очередь они по аналогии с необращенными структурами складчатых поясов, вероятно, могут считаться структурами вулканически-субвулканического и субвулканического типов.

Сопряженные же с трапповым вулканизмом интрузии габбро-гранитовой формации, представляющие собой лополитовые расслоенные массивы, пространственно, несомненно, обособлены и в строении необращенных центрально-кольцевых структур, скорее всего, участия не принимают.

3. Сложные по составу структуры, возникающие при взаимодействии базальтовой магмы с материалом сиалической коры. Эта группа структур, естественно, наиболее разнообразна по своему составу. Относящиеся сюда комплексы являются вулканоплутоническими или плутоническими, и во многих из них наблюдается сочетание только 2 типов пород — основных и кислых. Образуются они, вероятно, в результате того, что нагретая базальтовая магма вызывает выплавление кислой магмы из пород коры. При этом породы кислого состава могут слагать первые или, наоборот, последние фазы, а иногда они неоднократно чередуются с основными, как, например, в палеоген-неогеновых структурах Шотландии, в структуре Нуанетси в Южной Родезии и др.

Центрально-магматические комплексы, приуроченные ко Внутренним Гебридам, на Западе Шотландии и в Северной Ирландии, стали классическими. Магматическая деятельность в них началась в позднеолигоценовое время, а в отдельных частях этой палеоген-неогеновой вулканической провинции, возможно, даже ранее — в эоцене и продолжается (в Исландии) до настоящего времени.

Самым ранним проявлением вулканизма было извержение туфов основного состава. Эти палагонитовые туфы накапливались в мелководных условиях. Затем последовали излияния лавы: жидкая, в основном базальтовая лава поток за потоком изливалась по трещинам. Суммарная мощность лавовой толщи, сохранившейся к настоящему времени на о. Малл (см. рис. 2), — около 1800 м. Лавовые толщи в разных районах отличаются как по последовательности напластования, так и по составу пластов. Среди разновидностей лав отмечаются базальты, оливиновые базальты, трахиты, толеиты.

Распределение лав на о. Скай (рис. 36) свидетельствует о том, что они изливались по нескольким трещинам, связанным с вулканом центрального типа. Лавы изливались в субаэральных условиях, прослой туфа относительно редки; последний факт подтверждает, что проявления магматизма сводились почти полностью к относительно спокойному излиянию базальта. Встре-

чаются также пластовые интрузии основного состава, образовавшиеся позднее излияний лав, но до формирования главных палеоген-неогеновых разломов и комплексов центрально-кольцевых интрузий. Последние в Шотландии встречены на островах Скай, Рам, Малл, Арран и на мысе Арднамерхан. Три комплекса

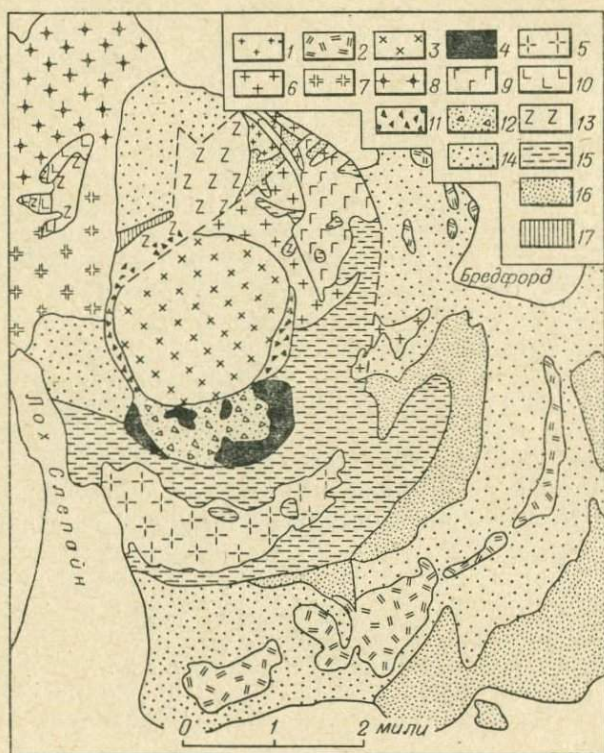


Рис. 36. Карта центрально-кольцевого комплекса восточной части Ред-Хиллс, Скай (по Ф. Стюарту [из 92]).

1 — гранит Криг-Строллеумус; 2 — сложные и кислые силлы; 3 — гранофиры Бейн-на-Кейлиш; 4 — гибридные породы Килчрист; 5 — граниты Бейн-на-Дюбхейч; 6 — граниты Олт-Фирне; 7 — граниты Бейн-на-Кро; 8 — граниты Глас Бейн Мхор-Дунан; 9 — габбро Бредфорд; 10 — габбро Бейн-на-Кро; 11 — агломераты и туфы; 12 — агломераты жерла Килчрист; 13 — базальты; 14 — мезозойские породы; 15 — известняки Дернесс; 16 — Торридон; 17 — Льюнзиан.

обнаружены в Ирландии: в районах Карлингфорд, Слив-Галлион и в горах Морн.

Центрально-кольцевой комплекс состоит из большого числа магматических тел, обладающих самой разнообразной структурой и петрографическим составом, отражающим сложную последовательность магматических процессов. В большинстве структур наблюдалось перемещение центра магматизма, так что обычно обнаруживаются 2 или 3 отдельных центра, а кон-

центрически расходящиеся от более молодого центра интрузивные образования (см. рис. 1—3) — кольцевые дайки, конические пластовые интрузии и т. п. — секут аналогичные элементы раннего центра.

Интрузии обычно классифицируются по их геометрической форме. Встречаются среди них дугообразные или кольцевые крутопадающие тела, которые разделяются узкими полосами из вмещающих пород. Некоторые гранитные куполообразные интрузивы внедрялись в результате кальдерообразных обрушений, другие крупные интрузивные тела состоят из слоистых основных пород. Во многих центрально-кольцевых структурах присутствуют многочисленные долеритовые конические интрузии.

Количество даек в пределах структур очень велико, и их внедрение происходило в течение длительного времени. В целом дайки направлены от центров вулканической деятельности, но преобладает их простираение с северо-запада на юго-восток; местами они «вытесняют» вмещающие породы, занимая до 1/5 обнаженного разреза.

Дайки образованы в основном оливиновыми долеритами или тешенитами, но, кроме того, в меньшем количестве встречаются фельзитовые дайки и изредка обсидиановые. Самые молодые из них секут все прочие интрузии и являются продуктом последней фазы магматической деятельности. Часто они пререзают потоки базальтовой лавы и потому не являются подводными каналами для них, хотя и могли служить таковыми для более молодых лавовых потоков, срезанных эрозией.

История магматического развития рассматриваемых центрально-магматических комплексов освещается в литературе в течение полувека, но и сейчас пополняется новыми данными. В целом на примере о. Малл (см. рис. 2) она может быть сведена к следующему [21].

В толщу мойнских пород, перекрытых мезозойскими отложениями, по краю кальдеры происходило внедрение гранитоидов. Затем произошло образование кратеров взрыва, за которыми последовало внедрение конических пластовых интрузий большой мощности. После этого по краям кальдеры внедрялись габбро-эвкритовые массы и последовала вторая фаза взрывной активности, которая привела к образованию новых кратеров. Далее произошло внедрение следующей серии конических пластовых интрузий, после чего местами сформировались оливиново-габбровые интрузии. С этого момента центр магматизма переместился на северо-запад, в результате чего образовалась новая кальдера-впадина. Магматическая история этого центра не столь сложна: она началась с внедрения мощных кольцевых даек, за которым последовало излияние конических пластовых интрузий, а затем и внедрение крупных гранофировых тел. Здесь весьма многочисленны дайки; отмечены также интрузии, которые из-за

недостатка данных не могут быть с уверенностью отнесены ни к одному из перечисленных этапов вулканизма.

Другие центрально-кольцевые комплексы (структуры) имеют свои отличительные особенности. В Арднамерхане намечаются 3 центра магматизма, из которых самый древний находится на востоке, последующий — на западе, а затем магматическая деятельность сконцентрировалась в третьем центре, расположенном между двумя первыми. При этом магматические интрузии, связанные с последним центром, уничтожили значительную часть более древних образований.

В северной части о. Скай (см. рис. 36) широко развиты базальты, образующие плато, а к югу от них находится массивная интрузия слоистых габбро — плутон Кьюллинз. За формированием этой интрузии последовали кольцевые разрывные нарушения и внедрение последующих интрузий — дугообразно расположенных кислых пород центра Западных холмов и комплексных интрузий Восточных Красных холмов, самой крупной из которых является гранофировый массив.

Приведенные здесь примеры палеоген-неогеновых кольцевых комплексов Шотландии позволяют высказать предположение, что каждый из них представляет собой сложную систему разновозрастных и, скорее всего, разнотипных кольцевых структур. Формирование структур начиналось с излияния лав и образования конических залежей, происходивших, вероятно, на фоне куполообразования, сменявшегося затем опусканием внутреннего блока по кольцевым расколам. В освободившееся пространство внедрялась магма с образованием центрального штока или кольцевых интрузий. Несомненно, что все центрально-кольцевые интрузии относятся к классу обращенных, но среди них, вероятно, можно выделить не только вулкано-плутонический, но также вулканический и плутонический типы, наложенные один на другой.

Структуры, аналогичные палеоген-неогеновым комплексам Шотландии, отмечаются и в других регионах, в том числе в провинции Нуанетси Южной Родезии. В общих чертах геологическое строение этой провинции сводится к следующему [207]. В период Карру (пермь — ранняя юра) произошло массовое излияние базальтов. В конце этого периода после крупных экструзий игнимбригов липаритового состава возникли сложные интрузии габбро и гранитов с образованием ряда сближенных центрально-кольцевых структур, но несколько обособленных.

Одной из таковых является комплекс Нуанетси, очень сложный по своему строению и полицентральный (рис. 37). Началось его формирование, если не считать базальтов Карру, с излияния лав и извержения игнимбригов риолитового состава, которые несогласно перекрыли толщу базальтов. Вполне возможно, что их распространение контролировалось полукольцевым разломом большого диаметра, ограничивающим структуру с юга

и с запада. Вдоль этого разлома внедрились полукольцевые и дугообразные тела микрогранитов и гранофиоров Данже и Чакумбы, а также крутопадающий интрузив микрогранитов Гезани. Вслед за этими интрузивами формировался главный силл

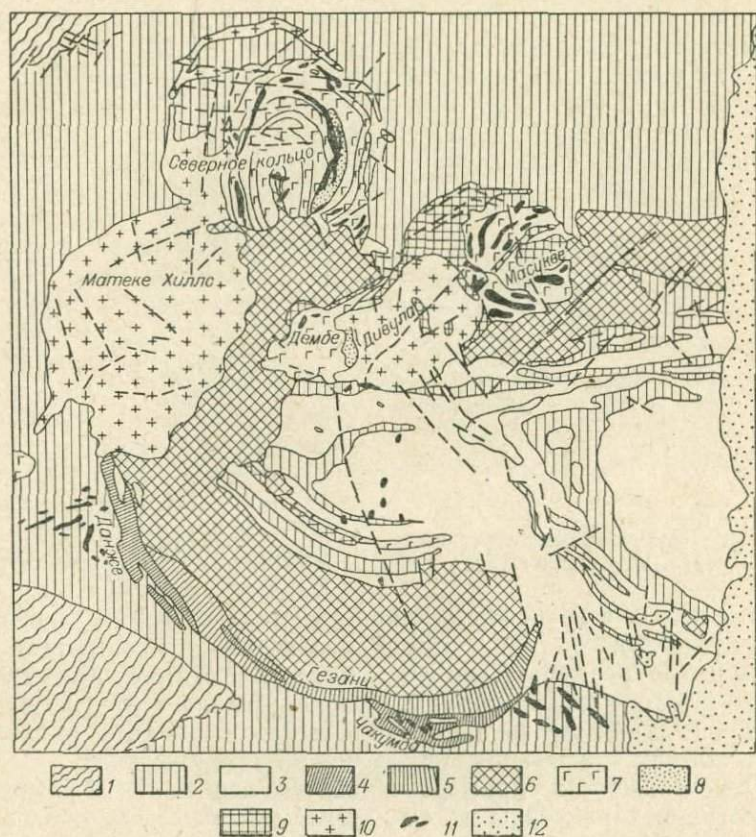


Рис. 37. Центрально-кольцевой комплекс Нуанетси [207].

1 — гнейсы докембрия; 2 — базальты Карру; 3 — риолиты Карру; 4 — микрограниты и гранофиры Данже и Чакумба; 5 — микрограниты обрыва Гезани; 6 — краевые гранофиры Главного силла; 7 — микрогаббро и габбро разного состава; 8 — гибридные гранодиориты и другие породы; 9 — гранофиры; 10 — граниты; 11 — дайки кольцевых комплексов; 12 — меловые осадочные отложения.

гранофиоров — крупное серпообразное субгоризонтальное тело, разомкнутое на востоке.

В следующий этап на фоне единой крупной структуры в ее северо-западной части формируется серия более мелких структур, образованных изометричными и кольцеобразными в плане телами микрогаббро и габбро разного состава, гибридных гранодиоритов и гранофиоров. Завершили историю развития комплекса Нуанетси гранитоиды массивов Дивула и Матеке и сле-

дующие за ними кольцевые дайки основного и кислого состава. Граниты Матеке, образуя самостоятельное тело на западе структуры, продолжаются также в краевую часть Северного «кольца», где слагают сложный внешний полукольцевой интрузив. Массив Дивула тяготеет к внутренней части крупной структуры, где граниты, кроме того, образуют также узкие дугообразные тела. Характерной особенностью гранитоидов этого района является то, что кольцевые их тела переходят вверх в субгоризонтальные массивы (рис. 38), так что в случае малого эрозионного среза могут быть приняты за внутрикольцевые штоки.

Изложенный фактический материал позволяет предположить, что район Нуанетси, занимающий площадь около 1800 км² (45×40 км) представляет собой сложную систему разновозрастных и разнотипных кольцевых структур. Все они по своему характеру (и генезису) являются обращенными, однако среди них предположительно можно выделить структуру вулканического типа, образованную базальтами и риолитами Карру, объединить микрограниты и гранофиры Данже, Чакумба и Ге-

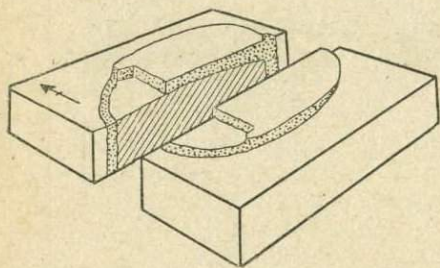


Рис. 38. Блок-диаграмма строения массива Дивула, провинция Нуанетси [207].

зани и красные гранофиры Главного силла в структуру вулкано-плутонического типа, обособленные же в пространстве и меньшие по размерам «кольца» Северное, Дамбе, Масукве и тяготеющие к ним гранитоиды Матеке, Дивула и другие интерпретировать как структуры плутонического типа, хотя не исключено, что они также являются вулкано-плутоническими.

Отмеченные на примере Нуанетси особенности развития магматизма характерны и для других магматических образований этапа Карру. Этот этап развития Африканско-Аравийской платформы как бы соответствует орогенному периоду геосинклинального цикла и, возможно, несет некоторые черты сходства с ним как в отношении геодинамического режима, так и в какой-то мере по характеру магматизма и типам магматогенных структур (см. обращенные структуры, гл. III).

Среди пород, слагающих рассматриваемую группу структур, нередко наблюдаются продукты химического взаимодействия базальтовой магмы с материалом коры, в результате которого возникают породы разнообразного состава, гибридные по генезису и нередко со щелочным уклоном. Среди эффузивов здесь отмечаются трахиандезиты, трахидациты, среди интрузивов — гранодиориты, монциты, сиенито-диориты, сиениты и ряд других. Примерами таких структур могут служить комплекс Мес-

сум, Эронго и Брандберг в Юго-Западной Африке (рис. 39), Шамянская структура Забайкалья и многие другие.

Так, в строении сложной структуры Мессум [218] принимали участие как вулканиты, так и интрузивные породы. Формирование ее началось (см. рис. 8) с извержения вулканитов основного

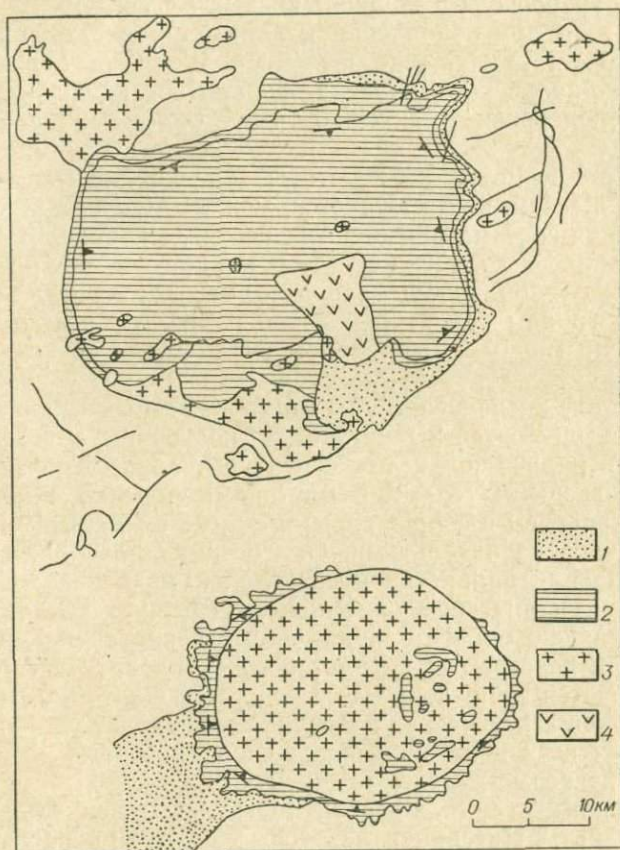


Рис. 39. Центральные-кольцевые структуры Эронго и Брандберг, Юго-Западная Африка (по Корну и Мартину [из 92]).

1 — осадки; 2 — лавы; 3 — молодые граниты; 4 — диориты.

состава и формирования вулкана центрального типа. После этого непосредственно под вулканом образовался сложный межпластовый лополит габбро, затем — кольцевой разлом, ограничивающий структуру, и, наконец, серия концентрических разломов. Подвижки по кольцевому разлому привели к подземному кальдерообразному проседанию, которое в свою очередь вызвало формирование провальной поверхностной ступенчатой (вдоль

кольцевых расколов) котловины; ограничения отдельных ее ступеней представляют собой мелкие поверхностные сбросы. В этот период по разломам поднимались различные порции генерированной магмы, иногда достигавшей поверхности. В результате в этот период образовались сложные по форме тела гранитов, гранофиры и покровы кислых эффузивов. В заключительный этап при обновлении кольцевых разломов произошел новый подъем теперь уже щелочной магмы с образованием центрально-кольцевого плутона фойялитов. Щелочному метасоматозу подверглись также почти все более ранние образования.

В целом несмотря на некоторые различия в составе пород комплекс Мессум, как и Нуанетси, может быть интерпретирован как сложная система обращенных центрально-кольцевых структур вулканического, вулкано-плутонического и, возможно, плутонического типов, вообще, вероятно, характерных для рассматриваемой группы структур, возникающих при взаимодействии базальтовой магмы с материалом сиалической коры.

4. «Коровые» структуры, сложенные материалом сиалической коры. В этой последней группе платформенных магматогенных структур выделяются 2 генетические подгруппы образований.

А. Центрально-кольцевые структуры, образованные гранитными кольцевыми телами и плутонами нередко с концентрическим строением и сопряженными с ними вулканитами кислого состава, изредка базальтами. Они возникли в процессе активного внедрения палингенной гранитовой магмы, зародившейся в пределах сиалической коры под воздействием тепловых потоков, выделяющихся из мантии (термические антиклинали, куполы), или перегретого базальтового расплава. Часто эти граниты являются субщелочными и содержат щелочные минералы.

Б. Вторая генетическая подгруппа объединяет установленные в пределах всех докембрийских щитов гнейсовые купола или гранито-гнейсовые купольные структуры.

Примерами структур первой подгруппы могут служить Молодые граниты Нигерии и некоторых других районов Африки. Молодые граниты Нигерии юрского возраста, внедрение которых связывается с непосредственным продолжением эпохи траппового магматизма, образуют одну из самых больших провинций магматических пород в Африке [233]. Общая площадь этой провинции (в Северной Нигерии) составляет около 7000 км², а кольцевые структуры гранитов Нигерии и Нигера прорывают породы фундамента в пределах полосы меридионального простирания длиной около 1000 км. Такое распределение кольцевых структур заставляет исследователей полагать, что их внедрение контролировалось ослабленными линейными зонами фундамента. При этом выделяется ряд цепочек кольцевых структур, распределение которых в плане совпадает с системой крупных разломов фундамента. По мнению Д. К. Тернера, разломы

фундамента обеспечивали структурный контроль вулканизма, которым начался магматический цикл Молодых гранитов, а в дальнейшем центрально-кольцевые структуры развивались путем образования интрузий близ основания вулканических аппаратов.

Вулканические породы сохранились не во всех структурах, а только в тех, где отчетливо проявились нисходящие движения кальдерного типа («обращения» вулканических построек). Поэтому лавовые покровы за пределами современных кольцевых структур неизвестны, хотя несомненно, что центры извержений были приурочены именно к ним.

В некоторых кольцевых комплексах рассматриваемой провинции установлены 2 самостоятельные фазы вулканизма. К ранней фазе отнесены риолитовые брекчии, туфы и игнимбриты, риолитовые лавы и в отдельных случаях базальты. Эти поверхностные фации ассоциируют с телами часто дугообразной формы, образовавшимися в результате выполнения вулканических жерл эруптивной брекчией. К поздней фазе вулканического цикла (ритма) отнесены массивные гомогенные риолиты, которые излились по кольцевым разломам, образовавшимся в результате кальдерных обрушений. Параллельно с покровами образовались дайки и большие неки интрузивных липаритов. Мощность вулканических пород составляет 1000—2000 м. Большой объем игнимбритового материала и характер напластования свидетельствуют о том, что в раннюю фазу вулканизма породы накапливались в форме обширных плато, возможно даже простиравшихся за пределы современных центрально-кольцевых структур, а в позднюю фазу вулканические образования локализовались в синвулканических депрессиях кальдерного происхождения.

В некоторых комплексах Молодых гранитов отмечены серии неполнокольцевых в плане конических слоев. Падение в них направлено к центру структуры, угол падения 30—70°, что соответствует 5—10-километровой глубине очагов от современной дневной поверхности.

По представлениям исследователей, в каждой центрально-кольцевой структуре главная вулканическая деятельность закончилась одновременно с затуханием движений по кольцевым разломам, после чего произошло образование кальдер и внедрение вещества, выполнившего кольцевые дайки. Наружный кольцевой разлом представляет собой важнейшую структурную особенность большинства структур. Именно к нему обычно приурочены все более поздние интрузии. Часто он заполнен мало мощной кольцевой дайкой гранит-порфиров, почти вертикальной и имеющей, как правило, в плане форму кольца или дуги, но иногда и многоугольника. В некоторых структурах, где центральное интрузивное тело иногда отсутствует, от кольцевой дайки отходят направленные внутрь апофизы, заполняющие

трещины, возникшие в результате дробления и опускания центрального блока.

Позднейшие интрузии гранитов, внедрившиеся в периферические кольцевые трещины, представляют собой интрузивные тела дугообразной и кольцевой формы и штоки. В идеальной структуре (Эмо) интрузии имеют концентрическое строение — диаметр каждой последующей интрузии меньше диаметра предыдущей. Падение поверхности контакта изменяется от крутого до почти горизонтального в кровле или подошве тела, внедрившегося в результате подземного кальдерообразного проседания. В одной и той же концентрической интрузии присутствуют как крутопадающие кольцевые, так и пологие пластовые тела. Мощность пластовых тел невелика по сравнению с их протяженностью, лишь изредка она достигает 300 м. Часто встречаются останцы вмещающих пород, причем среди как вертикальных, так и горизонтальных частей интрузивного комплекса. По мнению исследователей провинции, общий объем магматических излияний был невелик. Суммарная мощность некоторых массивов гранитов лишь немного превышает максимальную высоту поднятия рельефа, составляющего 1000 м. Так что в некоторых структурах в результате размыва обнажаются подстилающие породы фундамента. Внедрение кольцевых комплексов почти целиком было обусловлено сингенетичными вертикальными перемещениями.

Обычно центрально-кольцевые структуры гранитов Нигерии объединены в сложные полицентральные системы — Джос — Букуру, Ша — Калери, Бурра — Нинджи, Ганавури — Кигом, Сара — Фиер, Дагла — Аллах, Ропп и др. Так, в системе Ша — Калери устанавливается не менее 3 центрально-кольцевых структур, в Джос — Букуру (рис. 40) — также 3 структуры, образованные телами крупнозернистых и мелкозернистых биотитовых гранитов, более мелкими телами среднезернистых гранитов, полукольцевыми телами рибекит-фаялитовых гранитов, рибекит-биотитовых микрогранитов, дайками кварцевых порфиров и небольшими некками жерловой фации риолитов.

Уникальна по строению система кольцевых структур Сара — Фиер (рис. 41), представляющая собой цепочку сближенных кольцевых структур, контролируемую скрытым глубинным разломом. В пределах этой цепочки устанавливается 5 самостоятельных кольцевых структур, диаметр которых колеблется от 5 до 8 км; образованы они риолитами и небольшим количеством базальтов ранней фазы магматизма, небольшими телами среднего и основного состава и разнообразными гранитами самой различной формы.

Для системы последовательно образовавшихся структур характерно прогрессивное уменьшение их диаметра при постепенном увеличении глубины, на которой начиналось внедрение. Вероятно, системы отражают предположительный период посте-

пенного затухания магматической деятельности, начавшейся вулканическими извержениями. Часто встречаются тесно соприкасающиеся, а также наложенные одна на другую кольцевые

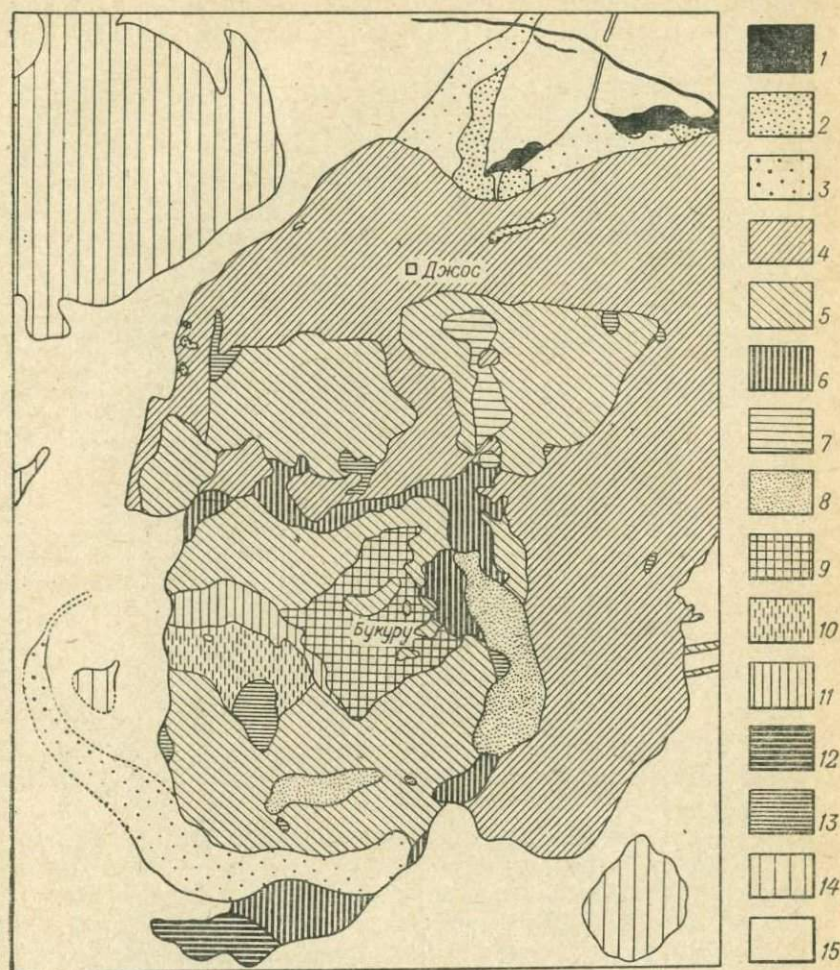


Рис. 40. Схематическая геологическая карта комплекса Джос—Букуру [215].

1 — риолиты; 2 — кварц-фаялитовые порфиры; 3 — ранние гранит-порфиры и роговообманково-биотитовые граниты; 4 — биотитовые граниты Лос; 5 — биотитовые граниты Нгелд; 6 — биотитовые граниты Рей-Филд-Тоно; 7 — биотитовые граниты Делими; 8 — роговообманково-фаялитовые граниты Шем; 9 — биотитовые граниты Букуру; 10 — биотитовые граниты Сабон-Гида 1; 11 — биотитовые граниты Сабон-Гида 2; 12 — биотитовые граниты Куру; 13 — микрограниты; 14 — молодые граниты, недифференцированные; 15 — комплекс основания.

структуры; но, как правило, отдельные структуры соответствуют самостоятельным ритмам магматизма.

Естественно, по литературным данным трудно типизировать структуры, и потому рассмотрение структур первой подгруппы

позволяет уверенно сказать лишь то, что все они относятся к классу обращенных, тогда как выделение среди них вулканоплутонического и плутонического типов не бесспорно.

Вторая подгруппа центрально-кольцевых структур платформ, сложенных магматическим материалом коры, объединяет уста-



Рис. 41. Сложный комплекс Сара—Фьер, Нигерия [232].

1 — роговообманково-фаялитовые граниты; 2 — роговообманково-биотитовые граниты Фьер, Кумбу и др.; 3 — биотитовые граниты Вулди; 4 — альбит-биотитовые граниты Кадун; 5 — амфиболовые граниты Токкос, Сара; 6 — тонкозернистые граниты Гонци и второго центра; 7 — альбит-биотитовые граниты Гонци; 8 — роговообманково-биотитовые граниты Гонци; 9 — рибекитовые граниты; 10 — пироксен-роговообманковые граниты кольцевой дайки; 11 — аплитовые граниты; 12 — кислые жильные породы; 13 — риолиты; 14 — базальты и другие основные породы; 15 — сиениты Панкшин; 16 — породы докембрийского комплекса основания; 17 — положение пяти центров.

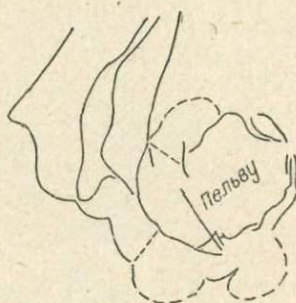


Рис. 42. Схема срединных массивов центральной части Французских Альп (по Дж. Верне [из 132]).

новленные в пределах всех докембрийских щитов гнейсовые купола или гранито-гнейсовые купольные структуры, впервые описанные П. Эскола для Балтийского щита. К этой же группе относятся, например, и центральные (срединные) массивы Французских Альп (рис. 42), гранито-гнейсовые купола Южной Родезии (рис. 43), куполовидные структуры Северной Карелии, гранито-гнейсовые купола Алданского щита и провинции Онтарио и

др. Изучение геологического строения этих структур, характеризующихся овальной, эллиптической или округлой формой в плане и часто согласно облекаемых окружающими породами, показало их отчетливую куполовидность в разрезе.

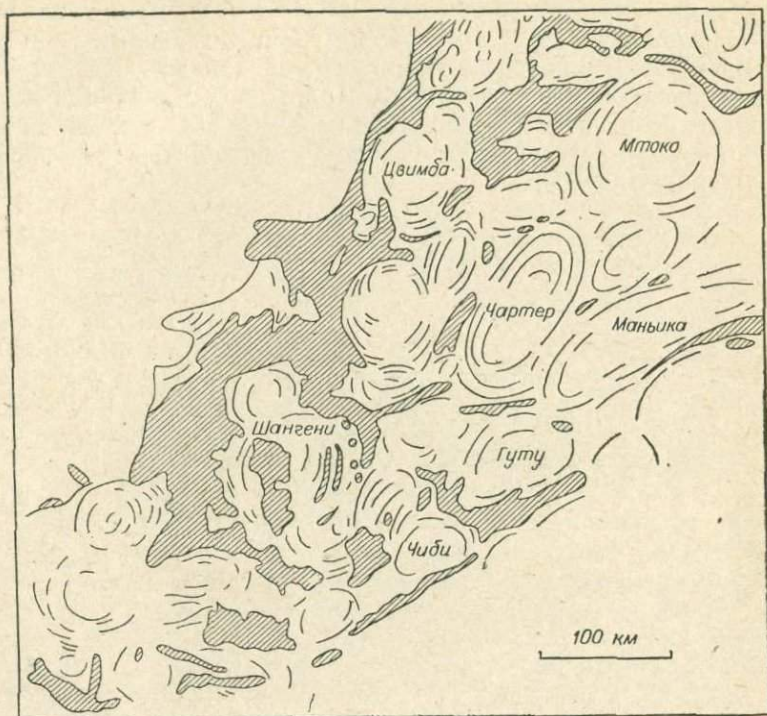


Рис. 43. Гранито-гнейсовые купола Южной Родезии [по Термиеру, 1956 г.].

Наиболее характерным среди центральных массивов Французских Альп (см. рис. 42) является, пожалуй, Пельву [132]. Он имеет круглые очертания, и его контур хорошо согласуется с концентрическими структурами, обнаруженными в западной части массива, хотя в восточной половине отмечаются также структуры северо-северо-западного — юго-юго-восточного простирания. Внутренняя структура массива сложна и представляет собой систему своеобразных широких антиклиналей и узких сжатых синклиналей. При этом оси антиклинальных структур так коротки, что они фактически являются брахиантиклиналями, а точнее куполами. Такой характер структур связывается исследователями с воздыманием локализованных мигматитовых куполов.

Куполовидные структуры Кемского синклинория Северной Карелии, сложенного архейскими толщами беломорской серии, детально описаны З. И. Ильиной [68]. Выделены они по харак-

терному концентрическому распределению магнитных полей, соответствующих куполовидным структурам, которым дана следующая характеристика.

Верхнекумозерская структура (рис. 44, I) имеет эллипсоидальную форму, ориентированную в северо-восточном направлении. Центральная ее часть сложена гранито-гнейсами и биотитовыми гнейсами, интенсивно магматизированными и вызывающими спокойное магнитное поле. Краевые части купола четко отражены в магнитном поле в виде полосы с повышенной интенсивностью, соответствующей выходам амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов.

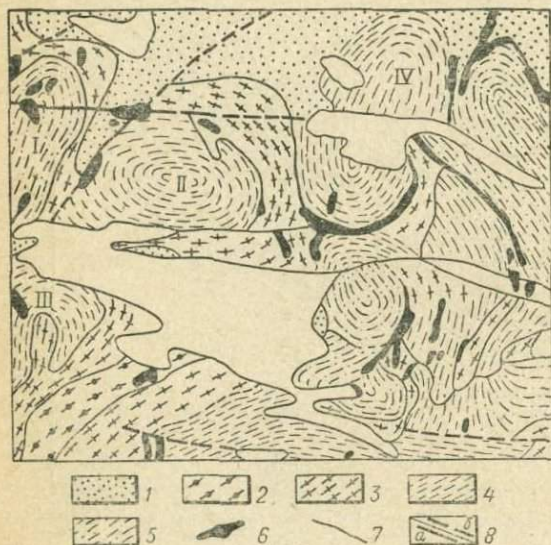


Рис. 44. Схема размещения куполовидных структур западной части Кемского синклинория (по геофизическим и геологическим данным [68]).

1 — гнейсы биотитовые и эпидот-биотитовые; 2 — гнейсы кианит- и ставролитсодержащие; 3 — гнейсы амфиболовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболиты, сильно магматизированные; 4 — гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, интенсивно магматизированные; 5 — гранито-гнейсы, гнейсы биотитовые, интенсивно магматизированные; 6 — габбро-диабазы, амфиболиты, габбро-нориты; 7 — геологические границы по геофизическим данным; 8 — разломы, проявленные в магнитном поле четко (а) и нечетко (б). Куполовидные структуры: I — Верхнекумозерская; II — Южнохоттомозерская; III — Нижнекумозерская; IV — Вонгозерская.

Центральная часть Южнохоттомозерского купола (II) характеризуется сравнительно интенсивным слабопеременным магнитным полем, соответствующим биотитовым и амфиболсодержащим гнейсам; по обрамлению развиты амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Аналогичное строение и довольно четкое проявление в магнитном поле имеет также Нижнекумозерская структура (III). Она также сложена биотитовыми, реже амфиболсодержащими гнейсами и гранито-гнейсами.

Таким образом, все эти и некоторые другие структуры Кемского синклинория имеют сходное строение и сложены в центральных частях биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, интенсивно магматизированными. Крылья структур сложены амфиболитами и амфиболсодержащими гнейсами. Эти породы, обладающие повышенной магнитностью, всюду обрамляют купола.

Аналогичная последовательность образований в пределах куполов наблюдалась и другими исследователями Карелии и, вероятнее всего, представляет собой, как полагал Н. Т. Судовиков, зональность, возникшую в результате метаморфизма и метасоматических превращений гнейсовых толщ архея при воздействии на них гранитной магмы. При этом биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы представляют собой наиболее измененные (реоморфизованные) породы гнейсовой толщи, постепенно переходящие в граниты. Степень гранитизации уменьшается от центра к периферии.

Как известно, относительно возраста и происхождения таких структур единого мнения нет. Одни связывают их образование с тектоно-магматической активизацией в протерозойское время, по представлениям других (Н. Г. Судовиков и др.) мобильные гранитоидные массы, образовавшиеся за счет гранитизированного субстрата, поднимались под давлением вверх и создавали куполовидные структуры типа диапира.

В пределах Алданского щита О. В. Грабкиным [45] описан Нижне-Тимптонский гранито-гнейсовый купол диаметром около 100 км при площади 10 000 км². Крылья купола сложены породами центральной части купола — гранито-гнейсами и гнейсами. Во внутреннем строении наблюдается обтекание гранито-гнейсов центральной части кристаллическими сланцами периферийной зоны, а морфологические особенности крупных и мелких складок свидетельствуют в пользу первично-пластичного состояния пород центральной части купола. Это позволяет О. В. Грабкину рассматривать Нижне-Тимптонскую структуру также в качестве гранито-гнейсового диапирового купола.

Действительно, большинство исследователей трактуют гранито-гнейсовые купола как структуры, испытавшие процессы реоморфизма и анатексиса и являющиеся по существу диапирическими структурами. Причины процессов диапиризма не всегда достаточно ясны и могут быть связаны как с тепловыми потоками из мантии, так и с подъемом горячих магматических масс, вызывающих плавление корового материала.

Как бы ни толковалось происхождение гранито-гнейсовых куполов, несомненной остается их связь с вертикальными движениями и формированием центрально-кольцевых купольных структур, окруженных кольцевыми расколами. Глубина их формирования может быть различной, но, вероятно, обычно значительной, и потому эти структуры составляют особую группу, связанную с катазоной.

II. Все центрально-кольцевые структуры платформ, отнесенные к различным группам по составу слагающих их пород, вероятно, будут обладать некоторыми специфическими чертами в зависимости от принадлежности к той или иной структурно-тектонической зоне. Не останавливаясь детально на этом вопросе, отметим, что с этих позиций прежде всего следует разли-

чать структуры континентов и океанов. Последние, как известно, в свою очередь могут быть подразделены на структуры океанических платформ или плато (типа Гавайских островов) и структуры срединно-океанических хребтов (например, структуры Исландии).

Среди континентальных особо могут быть выделены структуры, характерные только для древних платформ, — это кимберлитовые трубки взрыва, диатремы. Они размещаются как в фундаменте платформ, так и в покровных образованиях. По характеру они могут быть отнесены к вулканическому типу и сложены, как правило, брекчиями с обломками пород мантии.

В покровных образованиях не только древних, но и молодых платформ широко развиты центрально-кольцевые структуры вулканического или вулканически-субвулканического типов, входящие в состав обширных вулканических плато. Они разнообразны и по составу, и по строению, и по размерам и тем более должны различаться какими-то чертами в зависимости от принадлежности к древней или молодой платформе.

Так, в западной части Сибирской платформы известны центрально-кольцевые структуры, сложенные базальтами, долеритами с участием интрузивных траппов и диатрем, но при полном отсутствии пород среднего и кислого состава. Подобные структуры известны в Британской Колумбии и в Южной Африке. В то же время в Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы наряду с основными встречаются, и иногда в значительном количестве, щелочные (нефелиновые) породы, генетически тесно с ними связанные и слагающие элементы тех же центрально-кольцевых структур. В пределах Британо-Арктической базальтовой провинции, в Шотландии и на Британских островах (там, где имеется кристаллический фундамент) в одних и тех же кольцевых структурах многократно чередуются кислые и основные породы.

В пределах щитов, как правило, преимущественным развитием пользуются структуры плутонического типа с незначительным развитием эффузивной фации, причем состав их весьма разнообразен и обусловлен отсутствием или наличием мантийного и корового материала.

Несомненно особую группу составляют центрально-кольцевые структуры рифтовых зон, грабенов и зон активизации. Среди них отчетливо выделяются структуры вулканического типа (современные и четвертичные вулканы Восточно-Африканских рифтов, Рейнского грабена), а также вулканоплутонические и плутонические (интрузии грабена Осло и др.). Однако останавливаться на рассмотрении этих структур, как и на вопросе о закономерностях распределения их типов по определенным структурно-тектоническим зонам платформ, в объеме этой книги не представляется возможным. На основании приведенного перечисления структур отметим лишь, что определенные их классы

и типы в зависимости от принадлежности к той или иной зоне, несомненно, будут обладать рядом специфических черт.

В целом, обобщая краткий обзор магматогенных центрально-кольцевых структур платформ, можно сделать вывод, что и на платформах появление и определенный характер рассматриваемых структур обусловлены целым рядом факторов эндо- и экзогенного характера. Однако главным среди них, т. е. определяющим основные закономерности структурообразования и генетические их типы, как будет показано ниже, также является геодинамический режим, реализующийся в виде сочетания явлений сжатия и растяжения с нисходящими и восходящими движениями. Второстепенные же факторы создают разнообразие форм одних и тех же генетических типов.

Несомненно, что и платформенные структуры также можно разделить на определенные классы и типы, близкие по основным своим признакам аналогичным классам и типам структур складчатых поясов, но обладающие и некоторыми специфическими чертами.

Так, среди структур, рассмотренных в группе мантийных, вероятно, следует прежде всего различать структуры различной глубинности. При этом удастся установить, что для приповерхностных структур вулканического типа (кимберлитовые трубки) характерны линейные формы отдельных тел, и только области их проявления в целом имеют концентрически-зональное строение. Поскольку вопросы, касающиеся комагматичности эффузивных и интрузивных образований в пределах щелочно-ультраосновных массивов и провинций платформ, а также их соотношений и положения в единых структурах, недостаточно ясны и разработаны, то отнести их однозначно к определенному классу и типу пока трудно. Вполне вероятно, что эти комплексы представляют собой сложные системы, состоящие из структур необращенного (?) и обращенного классов, а среди последних присутствуют как вулкано-плутонические, так и плутонические структуры. Однако по имеющимся сейчас данным создается впечатление, что кимберлитовые провинции следует относить к классу необращенных, а точнее к вулканическому типу структур этого класса. Не совсем ясна в настоящее время также взаимосвязь между концентрически-зональным строением кимберлитовых провинций и положением по отношению к ним щелочно-ультраосновных центрально-кольцевых массивов. Скорее всего, последние тяготеют к участкам, испытавшим сжатие и устойчивое геоантиклинальное развитие на фоне режима общего растяжения, и к пересечениям зон глубинных разломов.

Структуры, объединенные при рассмотрении в группу базальтовых или астеносферных, вероятно, можно типизировать с большей уверенностью. Все эти структуры, образованные продуктами базальтовой (трапповой) магмы, могут быть отнесены также к классу необращенных, т. е. к структурам первично-положитель-

ным по своему генезису, несмотря на присутствие в них отдельных отрицательных форм, но к вулканически-субвулканическому типу.

Образование центрально-кольцевых структур в процессе развития траппового магматизма происходило, скорее всего, на тех участках, которые испытывали режим относительного сжатия и воздымания, тогда как вне этих участков проявились трещинные линейные излияния базальтов.

Возникновение всех центрально-кольцевых структур этого периода обусловлено процессами вулканизма, и по своему характеру, т. е. по соотношению в них различных вулканогенных образований, а также участию в них сингенетичной вулканогенной тектоники они, как и необращенные структуры складчатых поясов, могут быть подразделены на типы: вулканический, субвулканически-вулканический и субвулканический.

Интрузивные образования, сопряженные с трапповым вулканизмом, — стратифицированные расслоенные плутоны — в строении необращенных структур различных типов участия не принимают (формируются на различных уровнях) и по своему характеру и генезису вряд ли могут быть отнесены к категории центрально-кольцевых.

Отнесение структур, объединенных при описании в группу возникающих при взаимодействии базальтовой магмы с материалом сиалической коры, к определенному классу затруднений, пожалуй, не вызывает. Несомненно, что все они относятся к классу обращенных, причем именно в этих структурах с наибольшей отчетливостью проявляются все главные его признаки. Также несомненно и то, что и палеоген-неогеновые структуры Шотландии, и структуры провинции Нуанетси в Южной Родезии, и другие представляют собой в действительности сложные системы относительно разновозрастных и разнотипных структур. В составе этих сложных систем можно выделить структуры вулканического, вулкано-плутонического и плутонического типов с характерными для них главными признаками, отмеченными уже в гл. III для аналогичных структур подвижных поясов, но обладающими и некоторыми специфическими чертами, например более контрастным составом слагающих их пород и др.

Примерно то же самое можно сказать и о центрально-кольцевых структурах, сложенных сиалическим материалом коры, т. е. приведенные в качестве примера Молодые граниты Нигерии также представляют собой сложные системы обращенных центрально-кольцевых структур, среди которых также выделяются вулканические, вулкано-плутонические и плутонические. Вполне вероятно, что структуры этой группы в действительности являются аналогами тех структур, которые при описании были объединены в группу возникающих при взаимодействии базальтовой магмы с материалом сиалической коры, но проявлены в несколько иных геотектонических условиях, что отразилось в

некоторых их особенностях при сохранении главных признаков. В таком случае группировка магматогенных структур по составу лишь в какой-то мере отражает генезис структур, но вряд ли правомерна для целей классификации.

Как и для складчатых поясов, для платформ характерны магматогенные образования различных уровней глубинности. Все перечисленные пока структуры эпизональны, тогда как слоенные плутоны и гранито-гнейсовые купола являются, вероятно, типичными центрально-кольцевыми структурами мезо- или даже катазоны.

В целом следует сказать, что предложенная здесь типизация центрально-кольцевых структур платформ, основанная на кратком и далеко не полном их обзоре, является лишь предварительной, требующей дальнейшей разработки. При этом классы и типы структур должны выделяться с учетом геодинамического режима, а подтипы и разновидности структур — с учетом конкретных геотектонических условий их образования и предшествующей истории развития конкретного региона и участка.

Главная же цель предложенной предварительной типизации — привлечь внимание геологов к изучению магматических образований платформ в изложенном здесь аспекте.

**СВЯЗЬ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
С МАГМАТОГЕННЫМИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫМИ
СТРУКТУРАМИ**

Магматогенные центрально-кольцевые структуры, формирующиеся, как было показано в предыдущих главах, и в пределах складчатых поясов, и на платформах, установленные в самых различных структурно-тектонических зонах и являющиеся порой главной формой проявления магматизма, вызывают большой интерес еще и потому, что они контролируют и вмещают рудопоявления и месторождения полезных ископаемых. Как при геологических исследованиях долгое время большее внимание уделялось категории линейных форм и структур, так и при металлогенических построениях многие годы главное значение придавалось линейным разломам, зонам их пересечения, оперяющим их расколам и т. д. И хотя этот подход во многих случаях оправдал себя, широкое развитие в земной коре кольцевых и сопряженных с ними радиальных разломов и изометричных в плане магматогенных структур требует выявления их значения как рудоконтролирующих.

Связь рудных полей с региональными и локальными изометричными впадинами или поднятиями была предметом дискуссии уже давно, пожалуй с тридцатых годов, однако особенно отчетливо важная рудоконтролирующая роль куполов и куполовидных поднятий была показана Э. Уиссером [158] на примере Северо-Американских Кордильер. Обобщив материалы по целому ряду рудных полей (Санлайт, Кервин, Офир, Сильвертон и др.), Э. Уиссер пришел к выводу, что общее воздымание Кордильерского региона вызвало массовое внедрение интрузивных тел, возникновение системы локальных сводовых и купольных поднятий и тесно связанного с ними трещино- и рудообразования.

В настоящее время хорошо известны уже многие устойчивые связи месторождений, рудопоявлений и минерализации с различными центрально-кольцевыми структурами. В качестве примеров можно привести концентрически-зональное строение алмазонасных кимберлитовых провинций; связь месторождений апатита и флогопита с центрально-кольцевыми структурами щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов; редкоземельную минерализацию кольцевых вулканоплутонических структур Молодых (щелочных) гранитов Нигерии и редкометальную плутонических структур позднеорогенных лейкократовых гранитов (Казахстан, Дальний Восток); сульфидные медно-

никелевые руды и дацитовую минерализацию структур вулканически-субвулканического типа трапповой формации (Сибирская платформа) и медноколчеданное оруденение в структурах того же типа складчатых поясов (Урал, Казахстан) и т. д.

Во всех названных случаях и во многих других оруденение локализуется в центрально-кольцевых структурах, генетически или пространственно связано с ними, часто имеет кольцевое, радиальное или спиралеобразное размещение, и даже в строении рудных тел иногда намечается симметрия конуса.

Все это ставит исследователей перед необходимостью по-новому подойти к оценке перспектив металлоносности отдельных регионов и внести коррективы в методы поисков. При этом необходимо учитывать, что размеры и значимость центрально-кольцевых структур будут определять масштабность рудной зональности. Так, глобальные кольцевые структуры обуславливают размещение металлогенических провинций или даже мегапровинций, региональные — металлогенических зон, локальные — рудных полей, а отдельные элементы рассматриваемых структур — распределение рудных тел или даже характер их внутреннего строения.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ ГЛОБАЛЬНЫХ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Обращаясь к примерам закономерно кольцеобразного размещения таких крупных металлогенических единиц, как провинции, нельзя не коснуться Тихоокеанского кольца. Как известно [70, 96 и др.], в его пределах, несмотря на некоторую неоднородность и дисимметрию, в направлении от океанической области к континенту установлены 3 типа коры, имеющие порой прерывистую, но в общем кольцеобразную форму. В самой впадине Тихого океана, в контурах, ограниченных глубоководными рвами, развит океанический тип коры; следующий затем переходный тип — прерывистый — представляет собой мозаику блоков океанической коры, включенных в кору субокеанического и континентального типов; наконец, континентальный тип представлен на континентах и частично в пределах островных дуг.

В соответствии с различными типами коры в том же направлении от океанической впадины к континенту установлено распространение следующих типов вулканогенных образований.

1. Внутритрокеанические ареальные излияния и цепи вулканических островов. Состав излияний — базальты, отчасти щелочные оливиновые базальты.

2. На границе океанической коры с корой переходного типа, в обрамлении впадины Тихого океана, ограничивая ее, располагается окраинно-океаническая андезитовая линия, а точнее андезитовое кольцо. Оно трассируется цепью кайнозойских и современных вулканов, отмечено глубоководными рвами, глу-

бокофокусными землетрясениями, гравитационными аномалиями и островными дугами, образуя Огненный пояс Тихого океана. По строению это кольцо неоднородно и порой совмещает в себе особенности окраинно-океанического и окраинно-материкового вулканогенов, в южной части оно разомкнуто.

3. Следующей по направлению к континенту является риолитовая линия. Она развита в пределах окраинных морей востока Азии, на рубеже между корой переходного типа и блоком континентальной коры материка. Эта линия имеет протяженность более 8000 км, прослеживается от Чукотки до Аннамских гор (Юго-Восточный Вьетнам) и трассируется цепью позднемезозойских и кайнозойских вулканов. Преобладающий состав продуктов — риолиты, в меньшей мере дациты и андезиты. Вопрос о наличии андо-кордильерского варианта риолитовой линии спорен. Вдоль континента Америки отмечаются только отдельные изолированные субаэральные вулканогенные структуры, возраст которых значительно колеблется. Однако, по мнению Г. М. Власова, аналогом риолитовой линии здесь является ряд невадийских батолитов Анд — Кордильер.

4. Еще далее от океана, как бы наращивая риолитовую линию, располагается внутриконтинентальный вулканоплутонический пояс востока Азии. Он развивается на континентальной коре, и состав магматических образований здесь преимущественно риолитовый с подчиненным развитием андезитов.

Проследим теперь в том же направлении от океана к континентам распределение металлогенических провинций.

1. Внутриокеаническая базальтовая провинция в основном покрыта водами Тихого океана и слоем осадков и пока мало изучена. Однако по материалам драгирования вполне обоснованно установлены повышенные концентрации здесь меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, серебра, золота, а также титана, железа, хрома, платины, асбеста и др. При этом большой практический интерес представляют глубоководные железомарганцевые конкреции и корки, содержащие различные элементы.

2. Вдоль окраинно-океанического андезитового вулканогенного кольца расположена андезитовая металлогеническая провинция, характеризующаяся широким спектром металлов, среди которых наиболее типичны колчеданные и полиметаллические руды, ртуть, сурьма, барий, молибден, золото, серебро и др. Но наиболее характерным элементом этой провинции является медь, образующая уникальные концентрации так называемого медного кольца. Состоит это кольцо (рис. 45) из прерывистой цепи крупнейших меднорудных, медноколчеданных и меднополиметаллических зон и месторождений. По строению оно полигенно и включает Невадийский ортогеосинклинальный пояс с концентрациями меди, колчеданов и золота раннегеосинклинальных прогибов и крупнейшие образования полиметаллически-медных, богатых серебром, и молибденово-медных руд, свя-

занных с существенно андезитовыми поясами островных дуг, куда входят и наложенные субаэральные вулканоплутонические пояса.

3. Крайне-материковому вулканогенному поясу риолитовой линии тоже соответствует крупнейшая металлогеническая провинция, которой свойственны серебро и золото, полиметалли-

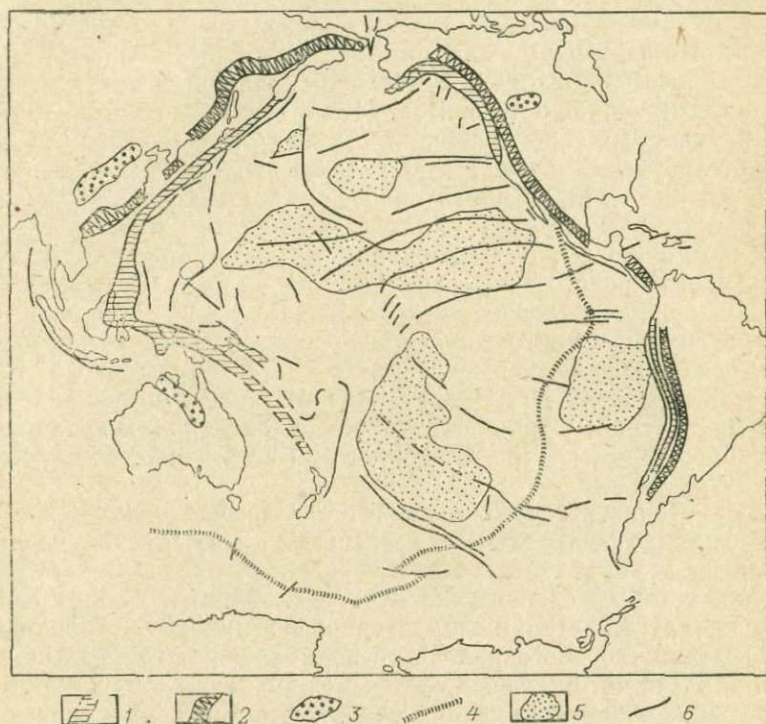


Рис. 45. Великое медное кольцо [70].

1 — внутренний концентр — меденосные системы в подвижных поясах мезозойд и кайнозойд геосинклинального ряда; 2 — внешний концентр — меденосные системы в связи с орогенными стадиями развития и подвижными поясами негеосинклинального ряда; 3 — системы с медным оруденением различных типов и различного возраста на щитах и платформах; 4 — гипотетическая меденосная система в связи с рифтогенной зоной Восточно-Тихоокеанского хребта; 5 — ареалы распространения глубоководных железомарганцевых конкреций с медью, никелем, кобальтом; 6 — океанические разломы.

ческие руды, ртуть, олово, бор, флюорит, алюмокварциты, а возможно, и концентрации меди и молибдена прожилково-вкрапленных руд.

4. Внутриконтинентальный вулканоплутонический пояс востока Азии — это область концентраций олова, вольфрама, золота, молибдена, сурьмы и других рудных элементов. Однако в проявлении этой провинции особенно отчетливо выразилась гетерогенность и диссимметрия Тихоокеанского кольца. Мощная цепь оловоносных зон и месторождений протягивается с пере-

рывами от Чукотки до Индонезии, затем со смещением продолжается в Восточной Австралии и Тасмании и затем затухает. В пределах американской ветви кольца оловоносный пояс отсутствует, отмечаются лишь отдельные оловоносные фрагменты.

Концентрически-зональная металлогения Тихоокеанского кольца подчеркивается также распределением золота. Оно в общем характерно для всей мегаструктуры, но в пределах андезитового кольца преимущественно распространены эпитермальные золото-серебряные или комплексные, существенно сульфидные золотосодержащие месторождения, риолитовая линия специализирована исключительно на эпитермальные золото-серебряные месторождения, а внутриконтинентальный пояс характеризуется многообразием типов золотоносности, среди которых преобладает диоритовая формация и россыпная золотоносность.

Таким образом, классификация металлогенических провинций Тихоокеанского пояса, предложенная еще С. С. Смирновым и дополненная последующими исследователями, наглядно иллюстрирует их концентрическую зональность, отвечающую глобальной центрально-кольцевой мегаструктуре обращенного типа. Однако в работах Н. А. Фогельман [161], М. А. Абдулкабировой [2] и других рассматривается также рудоконтролирующая роль и необращенных центрально-кольцевых сводово-глыбовых мегаструктур.

Эти структуры (эпикаледонское Сарысу-Кокчетавское на северо-западе Центрального Казахстана и мезозойские сводовые поднятия в Забайкалье) в своем развитии проходят несколько стадий, которым свойственно и определенное рудообразование. Для начальной стадии характерно формирование обширных воздыманий большого радиуса с подновлением глубинных разломов, вдоль которых внедряются мелкые тела габбро, диоритов или гранитоидов повышенной основности. С ними ассоциируют месторождения золота, вольфрама и молибдена, которые контролируются не только разрывными нарушениями, но и определенными литологическими горизонтами или комплексами. В среднюю (зрелую) стадию развития сводово-глыбовых структур происходит их расчленение, сопровождающееся наземным магматизмом андезит-дацит-липаритового ряда, а также гравитационным проседанием ядерных частей сводов с образованием крупных депрессий типа Тенгизской впадины в ядре Сарысу-Кокчетавского свода и др. Этой стадии отвечает широкое развитие гранитоидных и щелочно-гранитоидных интрузий, с которыми связаны плутогенные и скарновые месторождения молибдена, вольфрама, олова, золота, меди, тантала, ниобия и других редких элементов. Наконец, поздняя стадия характеризуется распадом сводовых поднятий с образованием на их поверхности грабен-рифтов и проявлением контрастной базальт-липаритовой и субщелочной трахибазальт-трахилипаритовой

формаций, завершающих континентальный вулканизм. С эксплозивными и субвулканическими фациями этих формаций парагенетически связаны месторождения золота (балейский тип), а также эпитермальные флюорита, сурьмы, ртути.

Исследователи сводово-глыбовых структур подчеркивают, что субконцентрическое распределение в них металлогенических зон обусловлено не историей геосинклинального и постгеосинклинального развития, а этапами сводообразования. В связи с этим М. А. Абдулкабирова считает даже необходимым отказаться от методики металлогенического районирования подобных регионов, основанной на привязке рудных зон к различным элементам геосинклинальных складчатых систем, и предлагает учитывать структурные элементы этапов сводообразования, выявляя скрытые глубинные разломы и узлы их пересечения. Таким же образом она предлагает направлять и поисковые работы.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ ЛОКАЛЬНЫХ НЕОБРАЩЕННЫХ СТРУКТУР

Если глобальные мегаструктуры и крупные региональные центрально-кольцевые структуры обуславливают зональность металлогенических провинций и зон, то локальные структуры и их системы определяют распределение рудных полей и отдельных месторождений.

1. Как известно, активные исследования по реконструкции палеовулканических (необращенных) структур в геосинклинальных зонах складчатых областей начались в связи с обнаружением закономерной приуроченности к ним рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых. Проведенные на Южном Урале в этом направлении детальные работы показали [25, 111, 113, 140 и др.], что колчеданоносность сосредоточена в полях развития дифференцированных формаций, и при этом большая часть запасов установлена в породах последовательно-дифференцированной формации. Общее геологическое положение колчеданных залежей свидетельствует об их приуроченности к мобильным областям, тогда как условия локализации конкретных колчеданных залежей таковы, что они в подавляющем большинстве тяготеют к положительным структурам ограниченных размеров, которые представляют собой «вулканогенные поднятия, вулканические постройки или положительные структуры, возникшие в процессе активного вулканизма на фоне интенсивных синвулканических тектонических движений» [24, с. 5]. По предположенной в гл. III типизации структур — это необращенные центрально-кольцевые структуры. Причем наибольшее число месторождений меди и максимальная сумма запасов сосредоточены главным образом в сложных необращенных структурах субвулканически-вулканического типа. Для этих месторождений характерны более высокие содержания меди, цинка, золота, се-

рёбра при преобладании меди над цинком и наличии несколько повышенных, но непромышленных концентраций свинца. В необращенных структурах субвулканического типа месторождения встречаются реже и отличаются от первых по составу руд: свинец в них почти отсутствует, цинка больше меди. Необращенным структурам вулканического типа колчеданоносность не свойственна.

Отмеченная различная по интенсивности и характеру колчеданоносность, свойственная структурам различных типов, конечно, не случайна. Совершенно естественно, что наиболее рудоносными при более сложном вещественном составе руд являются наиболее сложные структуры, поскольку именно они представляют собой наиболее длительно существовавшие зоны магматической проницаемости.

Структуры рудных полей; как правило, были заложены на стадии формирования рудовмещающих вулканогенных толщ и проявления синвулканической тектоники; структурно-морфологические формы самих залежей определяются их приуроченностью к разрывным синвулканическим нарушениям. Однако особенности развития каждой конкретной структуры определяют возникновение вулканотектонических форм, в разной степени благоприятных для локализации медноколчеданного оруденения.

Так, Гайское месторождение [24] приурочено к асимметричной овальной по форме необращенной структуре вулканически-субвулканического типа, сложенной полого лежащими преимущественно пирокластическими образованиями последовательно-дифференцированной формации. Важнейшим ее элементом является многожерловая зона, фиксирующая разлом регионального значения. В процессе становления структуры происходили неоднократные блоковые синвулканические перемещения отдельных ее частей, причем наиболее крупные подвижки осуществлялись вдоль разломов, ограничивающих многожерловую зону. Последняя включает в себя 5 разновозрастных групп субвулканических тел липарито-дацитового состава, несколько неков, корневые зоны игнимбритовых потоков и ряд более поздних образований.

Рудные залежи этого месторождения локализованы в пределах наиболее проницаемой многожерловой зоны; породы в пределах этой зоны интенсивно изменены гидротермальным метаморфизмом и обильно импрегнированы сульфидами. Залежи представляют собой крутопадающие и сигарообразные тела, согласные с общей ориентировкой зоны и с элементами ее внутреннего строения. Рудные тела прослежены по простиранию зоны на несколько километров и по падению почти на 2000 м и располагаются обычно во внутренних частях сооружений и не доходят до его поверхностных и приповерхностных участков.

В пределах Родниковской структуры, описанной в гл. III (см. рис. 12), известны 2 рудопроявления [25], приуроченные к запад-

ному и восточному контактам дацитового экстрезива с вмещающими андезитами вблизи субвулканических тел липарито-дацитов. Породы не подвержены здесь значительным гидротермальным изменениям и оруденение бедное, представленное рассеянной пирит-халькопиритовой вкрапленностью.

В Акбастау-Кусмурунской структуре [73] Центрального Казахстана (см. рис. 13) проявления медного и медноколчеданного оруденения приурочены к внутренней прикальдерной ее части и контролируются зонами центриклинально падающих (под углом 40—45°) конических и радиальных трещин. Формирование руд месторождений сложное, двухэтапное и тесно связано с этапами становления самой структуры. В течение первого синвулканического этапа образовались серноколчеданные руды. Образование золото-медь-свинец-цинксодержащих руд произошло в постинтрузивный этап, но приурочены они также к синвулканическим трещинам, испытывавшим неоднократное подновление.

Медноколчеданное оруденение Блявинского рудного района также приурочено к сложной необращенной структуре вулканически-субвулканического типа, получившей название Медногорской. В ее центральной части расположена вершинная кальдера, заполненная молодыми терригенными осадками, а по периферии на пересечении радиальных и концентрически расположенных конических разломов размещены субвулканические тела и жерловины от основного до кислого состава. Сопряжения радиальных и конических разломов в прикальдерной части структуры, а также субвулканические тела и являлись структурными ловушками для медноколчеданных рудных тел.

Перечень медноколчеданных рудопроявлений и месторождений можно было бы продолжить, но и приведенных примеров достаточно для выявления основных закономерностей их локализации, которые сводятся главным образом к следующему.

Рудоконтролирующими являются преимущественно наиболее сложные необращенные структуры вулканически-субвулканического типа, менее перспективны структуры субвулканического типа, структурам вулканического типа рудоносность не свойственна.

Среди структур вулканически-субвулканического типа наиболее перспективными являются те, которые характеризуются наиболее сложным строением (длительная магматическая проницаемость), высоким коэффициентом эксплозивности пород, пестротой пирокластических фаций, наличием сложно построенных полигенных жерловых и субвулканических тел и интенсивным проявлением синвулканической тектоники.

2. Обратимся теперь к центрально-кольцевым структурам, также относящимся к классу необращенных, но развитых в пределах платформ. Среди них в значительной мере пока условно также выделены вулканический, вулканически-субвулкани-

ческий (субинтрузивный) и субвулканический (субинтрузивный) типы.

При всей условности на сегодняшний день выделения всех типов структур на платформах особенно своеобразны по своему строению отнесенные к вулканическому типу кимберлитовые провинции, представляющие собой, как уже отмечено в гл. IV, сочетание в общем удлинённых по форме в плане кимберлитовых тел с концентрически-зональным их распределением. В соответствии с определением, данным В. А. Милашевым [101], кимберлитовая провинция представляет собой обычно обширную территорию субизометрических очертаний, к центральной части которой приурочены ранние кимберлиты, сформировавшиеся при максимальных температуре и давлении; к зоне, удаленной от центра, — более молодые кимберлиты, образованные при средних температуре и давлении; по периферии распространены наиболее поздние кимберлиты, возникающие при минимальных термодинамических параметрах.

Именно такой характер строения кимберлитовых провинций и определяет их рудную зональность. Для всех крупных провинций установлено [101], что в ядре расположены кимберлиты алмазной субфации, средней зоне свойственно совместное распространение кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а по периферии развиты кимберлиты пироповой субфации и комагматичные им порфиновые ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы пикритовой фации и карбонатиты.

Разнофациальные кимберлиты, слагающие соответствующие зоны алмазоносных провинций, различаются между собой по содержанию морфологии и средней массе кристаллов алмаза, петрографическим и петрохимическим их особенностям, по составу родственных включений, размеру диатрем и т. д. От центральных к периферийным зонам провинций закономерно убывает не только содержание алмазов в кимберлитах, но и относительное количество октаэдрических кристаллов, уменьшается глубина заложения трубок взрыва и средняя площадь их в плане, падает содержание хрома, возрастает содержание железа, титана, алюминия, калия и некоторых других элементов в породах.

Однако отмеченное строение провинций проявляется далеко не всегда. Так, у кимберлитовых провинций вблизи рифтовых зон или на окраинах платформ центральная алмазоносная зона обычно отсутствует или развита слабо, а периферийная зона достигает больших размеров, в связи с чем щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты в количественном отношении часто преобладают над кимберлитами. Такие провинции названы неполнозональными, и по числу и богатству коренных месторождений алмазов они уступают полнозональным.

Интересно также, что в Южной Африке установлено частичное совмещение в пространстве разновозрастных (раннепротеро-

зойской, раннерифейской и мезозойской) провинций, а на территории отдельных регионов отмечается своеобразная ритмичность кимберлитового вулканизма, проявляющаяся с некоторым интервалом.

Далее, исключая из рассмотрения трещинные излияния траппового магматизма и связанные с ними линейные магматогенные структуры, остановимся лишь на не менее свойственных этому магматизму необращенных изометричных в плане структурах, отнесенных условно к типу вулканически-субинтрузивных (гипоинтрузивных?).

Эти структуры, в образовании которых принимают участие туфовые, лавовые, субвулканические и интрузивные образования, имеют, как уже отмечалось, сложное строение при первично-положительной морфологии. Их основными вулкано-тектоническими элементами являются дуговые (конические), кольцевые и спирально-вихревые разломы, купола, жерла, трубки взрыва, корневые интрузии, которые и контролируют размещение рудной минерализации.

Эндогенные полезные ископаемые, локализующиеся в структурах такого типа, представляют собой сложный комплекс, включающий элементы, характерные для ультраосновных, основных, а иногда и средних магм, т. е. хром, титан, платину, палладий, никель, железо, кобальт, медь, свинец, цинк и др. Генетические типы минерализации также многообразны: магматически-ликвационные, гидротермальные и эксгалиционно-осадочные.

В пространственном распределении всех этих типов минерализации обнаруживается четкая связь [103, 104] с выявленными или гипотетическими центрами извержения в пределах структур при преимущественной локализации в корневых интрузиях и субвулканических телах, в жерлах и околожерловых полях. Важную рудоконтролирующую роль играют также конические, реже кольцевые расколы, ограничивающие обычно вершинную кальдеру.

В целом для туфовых образований структур этого типа характерны лишь мелкие кремнисто-железорудные проявления, с покровами лав связаны мелкие рудопроявления медно-цеолитовой формации, а также исландский шпат и асбестовые проявления. Значительные концентрации железных руд тяготеют к жерловым и субвулканическим образованиям, для которых иногда характерны и боросиликатные проявления. И, наконец, с интрузивными телами платобазальтов ассоциируют кобальт-никель-медные и ильменит-титаномагнетитовые рудопроявления, контролируемые обычно первичными слоями течения дифференцированных габбро-долеритовых массивов.

Промышленно важные сульфидные платино-медно-никелевые оруденения и месторождения пространственно и генетически связаны с крупными псевдостратифицированными расслоенными массивами ультраосновных — основных пород. Хотя по ряду

признаков эти массивы считаются малоглубинными образованиями и многими классифицируются как вулcano-плутоны, однако участие их в строении рассмотренного типа структур спорно, как и вообще отнесение их к категории центрально-кольцевых.

Массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, отнесенные нами условно к субинтрузивному (гипоинтрузивному?) типу, а по внутреннему строению и столбообразной форме являющиеся типичными необращенными центрально-кольцевыми структурами, представляют большой интерес не только петрологический, но и минералогический. Они являются вместилищем богатого комплекса полезных ископаемых и поставщиком ниобиевых, редкоземельных, медных, железных, фосфорных руд, флогопита (вермикулита), флюорита и карбонатного сырья. Практический интерес в месторождениях, связанных с этими массивами, могут иногда представлять также тантал, титан, цирконий, уран, торий, свинец, цинк, молибден, марганец, полевой шпат, барит.

Каковы же закономерности размещения месторождений и подчиняется ли оно строению структур этого типа?

Как указывает А. А. Фролов [166], месторождения перечисленных полезных ископаемых локализованы обычно в контурах рудоносных массивов и лишь самые поздние из них — тория и редких земель — иногда залегают во вмещающих породах вблизи материнских массивов. Распределение же месторождений внутри массивов, образующих центрально-кольцевые структуры, обусловлено общей закономерностью их формирования и связано с распределением магматических и структурных элементов, определяющих их строение. Влияние перечисленных факторов отражено в зональном размещении полезных ископаемых в плане и по вертикали.

Сложное строение структур, образованных комплексами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, обусловлено длительной историей их формирования с последовательным внедрением различных типов пород. Это, естественно, определяет сложное сочетание в контурах единых структур различной по времени минерализации, при этом часто происходит наложение минерализации нескольких стадий, а иногда и перераспределение более ранних.

Несмотря на отмеченные особенности, размещение месторождений в плане в общем подчинено концентрически-зональному строению структур, хотя и не имеет какой-либо единой, общей для всех структур закономерности в распределении. Поскольку образование структур не происходило только по центростремительной или по центробежной схеме, то и локализация месторождений не имеет такой закономерности. Однако в структурах, где проявлены только ранние или поздние фазы комплексов, центробежный или центростремительный тип зональности бывает

выражен довольно отчетливо. Так, в массивах Африканда, Шава и др., сложенных главным образом ультрабазитами и пироксен-нефелиновыми породами, перовскит-титаномагнетитовое оруденение к периферии сменяется флогопитоносными метасоматитами.

Зональность оруденения центростремительного типа обычно свойственна структурам (массивам), в строении которых вместе с пироксен-нефелиновыми породами существенное участие принимают сенинты и карбонатиты. В них ранние кальцитовые карбонатиты сменяются по направлению к центру более поздними доломитовыми, в соответствии с чем гатчеттолитовые и пироклоровые месторождения, расположенные по периферии, в центре сменяются паризит-бастнезитовыми, гематитовыми или флюоритовыми рудами, рудопроявлениями. В других случаях апатит-магнетитовые месторождения сменяются пироклоровыми (Букусу) или борнит-халькопиритовыми (Палабора).

Отмеченная [166] концентрическая зональность в размещении месторождений полезных ископаемых в структурах рассматриваемого типа отчетливо проявлена довольно редко, поскольку затушевана и осложнена многоэтапностью их формирования и проявлением гидротермальных процессов, обусловивших наложение и частичное перекрытие в распределении разнотипного оруденения.

Кроме общей концентрической зональности надо отметить также приуроченность оруденения к определенным кольцевым или дугообразным элементам структур. Так, подавляющая часть флогопита Гулинского месторождения (см. рис. 34) сконцентрирована в апомелилитовых породах, окаймляющих с севера и востока Южный карбонатитовый массив, а ориентировка жиллообразных тел пегматоидных кальцито-флогопитовых и существенно мелилитовых пород месторождения Одихинча подчинена системе крутопадающих дугообразных трещин и т. д.

Таким образом, рудоконтролирующая роль центрально-кольцевых структур комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов проявлена достаточно отчетливо, тогда как в целом роль структур, отнесенных к классу необращенных, оказалась различной, но в общем соответствующей выделенным типам. То есть наиболее важное значение в распределении и локализации рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых играют самые сложные по внутреннему строению центрально-кольцевые структуры, отнесенные в складчатых поясах к типу, условно пока названному вулканически-субвулканическим, а на платформах суб- или гипоинтрузивным; меньшее значение имеют более простые по строению структуры, отнесенные в складчатых поясах к субвулканическому, а на платформах — к вулканически-субинтрузивному типам, и, наконец, роль необращенных структур вулканического типа как рудоконтролирующих незначительна и сводится на платформах к концентрически-зональ-

ному распределению фациальных разновидностей кимберлитов и к проявлениям незначительной минерализации в структурах складчатых поясов.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ ЛОКАЛЬНЫХ ОБРАЩЕННЫХ СТРУКТУР

I. Магматогенные центрально-кольцевые структуры, объединенные в класс обращенных, в пределах складчатых систем свойственны, как уже отмечалось, главным образом орогенным вулканоплутоническим поясам, независимо от их возраста и положения. Однако тот факт, что разновозрастные и разнотипные вулканоплутонические пояса при многих общих чертах характеризуются все же некоторой металлогенической специализацией, отражающей, скорее всего, их преысторию, отсутствие, кроме того, единого подхода к типизации магматогенных центрально-кольцевых структур, а также спорная во многих случаях трактовка возраста и генезиса некоторых рудопроявлений и месторождений не позволяют пока произвести сравнительную характеристику рудоконтролирующей роли этих структур различных регионов. В связи с этим попытаемся провести такой анализ на примере магматогенных структур все той же Токрауской впадины (см. гл. III) Прибалхашско-Илийского пояса Центрального Казахстана, хотя и здесь не все положения беспорны.

С магматическими образованиями этой впадины генетически и парагенетически связаны рудопроявления и месторождения меди, молибдена, свинца, цинка, вольфрама, марганца, железа и других металлов. Из нерудных характерны проявления алуни́та и андалузита. Месторождения относятся к различным генетическим типам, но преимущественно развиты постмагматические.

Забегая вперед, можно сказать, что роль центрально-кольцевых структур в локализации оруденения признается уже многими исследователями Казахстана [39, 53—55, 44 и др.], однако попытаемся установить, какова же относительная роль каждого из выделенных типов структур и отдельных их элементов.

1. Как уже было показано в гл. III, характерными элементами обращенных структур вулканического типа являются «консидиментационные» вулканогенные мульды, окаймленные вдоль кольцевых ослабленных зон субвулканическими телами, реже обычно обособленными в пространстве интрузивами гранитоидов.

По имеющимся в настоящее время данным в покровных вулкани́тах этих структур рудная минерализация не установлена, если не считать тех случаев, когда они являются только рудомещающими, однако субвулканические образования, обычно дугообразно или кольцеобразно окружающие структуры такого типа, представляют собой в отношении рудоносности значитель-

но больший интерес. Связано это прежде всего с тем, что по отдельным субвулканическим телам и их скоплениям развиты пропилиты и вторичные кварциты, образующие полукольцевые цепочки или массивы, к которым приурочена различная минерализация.

Правда, большинство исследователей Казахстана в последнее время склоняются к тому, что рудные тела, тяготеющие ко вторичным кварцитам, обычно имеют резко наложенный характер [44]. Сингенетичными поствулканической гидротермальной деятельности считают высокоглиноземистую минерализацию, концентрации пирита в пропилитах и вкрапленность пирита и гематита во вторичных кварцитах, а также почти повсеместно встречающиеся в кварцитовых массивах убогие первичные ореолы рассеяния меди, молибдена и некоторых других металлов.

Детальное изучение вторичных кварцитов показало их высокую физико-химическую стабильность, обуславливающую неблагоприятность этих образований как рудовмещающих пород. Однако те же свойства делают их идеальными экранирующими телами, чему способствует также морфология массивов и в особенности их структурное положение — приуроченность к кольцевым ослабленным зонам, которые часто наследуются как магматическими образованиями, так и последующими металлоносными гидротермами.

Все изложенное, естественно, не исключает роли вторичных кварцитов как рудоконтролирующих, но требует переориентирования в отношении к ним поисковых работ.

В рассматриваемом нами районе в связи со вторичными кварцитами известны крупные объекты высокоглиноземистого (преимущественно андалузитового) и алунитового сырья и убогие медно-молибденовые оруденения; пространственно с ними ассоциируют месторождения и рудопроявления серноколчеданных, золото-полиметаллических, медно-молибденовых и полиметаллических свинцово-цинковых руд.

С субвулканическими телами в структурах вулканического типа уже независимо от вторичных кварцитов ассоциируют также проявления меди и полиметаллов; рудная минерализация связана в основном с кварцевыми жилами, зонами трещиноватости, разрывными нарушениями, секущими как субвулканические тела, так и вмещающие их эффузивы.

Обособленные в пространстве, но все же обычно обрамляющие структуры вулканического типа интрузивы гранитоидов (топарский комплекс) играют очень важную, рудоконтролирующую роль, поскольку главным образом с ними, редко с телами порфириновых пород пространственно, а скорее всего и генетически связаны минерализация, рудопроявления и месторождения медно-порфириновых руд. Характер оруденения прожилково-вкрапленный, штокверковый; состав руд существенно медно-молибденовый при постоянном присутствии невысоких концент-

раций золота. Рудопроявления обычно приурочены к участкам сопряжения и пересечения дугообразных разломов, вдоль которых расположены массивы гранитоидов, с линейными разломами глубокого заложения. Характерным для рудопоявлений этого типа является присутствие гидротермально-эксплозивных брекчий.

Центральный Казахстан не представляет собой исключения. Подобный характер рудной минерализации, контролируемой элементами структур вулканического типа, отмечается и в других регионах. По данным А. П. Ван-Ван-Е и П. П. Романюхи в структурах юга Дальнего Востока [29], образованных породами среднего состава и кольцевыми дайками среднего и кислого состава, проявлена сульфидная минерализация цинка, молибдена, меди. В сходных по своему строению центрально-кольцевых структурах Кураминской зоны (Средняя Азия) также отмечается медно-порфировая и полиметаллическая минерализация, подобная же закономерность отмечается и для структур Охотско-Чукотского пояса.

2. В строении собственно вулканоплутонических обращенных центрально-кольцевых структур в равной мере принимают участие и интрузивные, и вулканогенные комплексы. При этом наряду с синвулканическими мульдами-впадинами большую роль в них играют такие элементы, как конические, радиальные и кольцевые расколы с расположенными вдоль них некками, субвулканическими телами, дайками и интрузивами гранитоидов, иногда образующими и центральные плутоны. В соответствии с этим оруденение в этих структурах контролируется узлами сложного переплетения жерловин, субвулканических и интрузивных тел.

Важная рудоконтролирующая роль в таких структурах принадлежит и самим кольцевым в плане разломам, которые, по мнению В. А. Невского [109, 110], являются не только магмопроводящими и магмовмещающими, но для постмагматических месторождений и рудовмещающими. Они же определяют важнейшие структурные особенности рудных полей, морфологию и условия залегания рудных тел и даже закономерности размещения в них оруденения. В. А. Невский отмечает также, что для месторождений, связанных с кольцевыми разломами, характерны специфические по форме рудные тела, часто представляющие собой кольцевые, полукольцевые и дуговидные жилы или штоки и трубки округлого горизонтального сечения.

Специфический характер локализации рудопоявлений и месторождений в этих структурах сочетается с определенными типами рудной минерализации, среди которых в Центральном Казахстане отмечаются кварцево-жильно-полиметаллическая, золото-серебряная, медно-свинцово-цинковая, медно-свинцово-молибденовая, иногда и вольфрам-молибденовая. В пределах аналогичных структур Дальнего Востока [29] интенсивно прояв-

лена свинцово-молибденовая и ниобий-иттриевая минерализация.

3. Наконец, обращенные структуры плутонического типа представляют собой сочетание изометричных в плане куполовидных гранитных плутонов (кызылрайский комплекс) с зонами кольцевых (переходящими в линейные) даек и изредка присутствующими небольшими плоскими впадинами вулканитов. Эти структуры в Центральном Казахстане буквально монополизируют редкометальную кварцево-жильно-грейзеновую минерализацию, приуроченную к центральным плутонам аляскитовых гранитов, которым часто свойственно концентрически-зональное внутреннее строение. При этом специфичны и структуры связанных с ними рудных полей. По данным Д. В. Рундквиста и В. К. Денисенко [131], жильные кварцево-грейзеновые зоны в целом отображают морфологию интрузивных куполов, развиваясь всегда со стороны пологого их погружения. Из 2 развитых в интрузивах генетически тесно связанных систем трещин — концентрических и радиальных — для размещения рудных жил значительно чаще используются радиальные, обычно образующиеся при пологих склонах куполов. По мере удаления от гранитов жильные зоны в своем размещении и внутренней структуре все в меньшей степени отражают особенности строения кровли гранитов и все более отчетливо испытывают влияние особенностей проявления региональной разрывной тектоники.

Для редкометального оруденения характерны различные минеральные типы: слюдяно-топазо-кварцевый, молибденит-вольфрамитовый, кварцево-слюдяно-вольфрамит-молибденитовый, кварц-серицит-шеелит-молибденитовый и кварц-серицит-висмутин-шеелитовый. Подразделение рудопроявлений на 4 типа в значительной мере условно, но в общих чертах отвечает зональности, отражающей в той же последовательности удаленность от интрузивов при максимальной до 1500—2500 м.

Помимо постоянной и закономерной приуроченности редкометального оруденения к ультракислым гранитам центральных плутонов в кольцевых дайках отмечаются повышенные содержания иттербия, иттрия, ниобия, а в базальтах покровной фации вулканитов встречены проявления самородной меди, представляющие главным образом минералогический интерес.

Редкометальные специализации обращенных структур плутонического типа Казахстана не есть явление исключительное. Для подобных структур на юге Дальнего Востока также отмечается [29] проявление высокотемпературного метасоматоза и рудной минерализации олова, вольфрама, меди; золото-серебряные и золото-редкометальные оруденения — для структур Охотско-Чукотского пояса [15, 117]; проявления флюорита и оловянно-вольфрамовой минерализации в структурах Кураминской металлогенической зоны [9, 36—37, 17, 109] и т. д.

Краткий обзор материалов по приуроченности рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых к обращенным структурам различных типов в пределах складчатых поясов показывает, что все типы структур являются рудоконтролирующими, хотя в каждом из них минерализация приурочена к различным, но наиболее характерным для них элементам. Более того, различным типам структур свойствен и определенный тип минерализации. Так, в общих чертах для структур вулканического типа характерны проявления меди, цинка, свинца, а также андалузита и алунита и др.; для структур вулканоплутонического типа — цинка, меди, свинца, вольфрама, молибдена, урана; структуры плутонического типа характеризуются отчетливой редкометальной специализацией с проявлениями бериллия, молибдена, вольфрама, олова и др. Проявления золото-серебряной минерализации отмечены в структурах всех типов.

В связи с выявленной закономерностью локализации рудной минерализации в обращенных структурах различных типов интересно определить характер ее распределения в сложных системах центрально-кольцевых структур, столь типичных как для Токрауской впадины, так и для вулканоплутонических поясов вообще.

Анализ с этой точки зрения сложных систем Токрауской впадины Центрального Казахстана показывает, что при асимметричном их строении, т. е. при сложном наложении разновозрастных и разнотипных центрально-кольцевых структур при неоднократном и незакономерном смещении их центров, создается очень сложная картина сочетания различных типов минерализации, первичную приуроченность которой можно восстановить, лишь реставрировав первичное положение (реконструкцию) каждого из типов структур.

Однако в случае концентричного и обычно центростремительного совмещения («вложения») различных типов центрально-кольцевых структур или при асимметричном расположении одного из типов, что наиболее характерно для структур плутонического типа, наблюдается довольно отчетливо проявленная зональность рудной минерализации. При этом к периферической зоне системы (рис. 46), где обнажаются образования структуры вулканического типа, тяготеют проявления меди, свинца, цинка, золота, иногда алунита и андалузита; внутренняя зона системы (структура вулканоплутонического типа) характеризуется ассоциацией свинца, висмута, молибдена, а редкометальная минерализация приурочена к асимметрично расположенной в северо-восточной части системы и слабо вскрытой структуре плутонического типа.

Исключительно четко выраженное зональное распределение оруденения проявлено в Байназарской центрально-кольцевой структуре [44]. Она расположена за пределами вулканического пояса, а точнее в его пограничной зоне, и обладает особенностями

ми, главными из которых являются, во-первых, почти полное отсутствие вулканитов и проявление всех типов структур только в образовании интрузивных элементов, а во-вторых — главным образом центробежное распределение последовательно образующихся элементов. В Байназарской структуре, как известно, расположено значительное количество рудопроявлений и в их размещении установлена четкая закономерность (рис. 47), обусловленная ее строением.

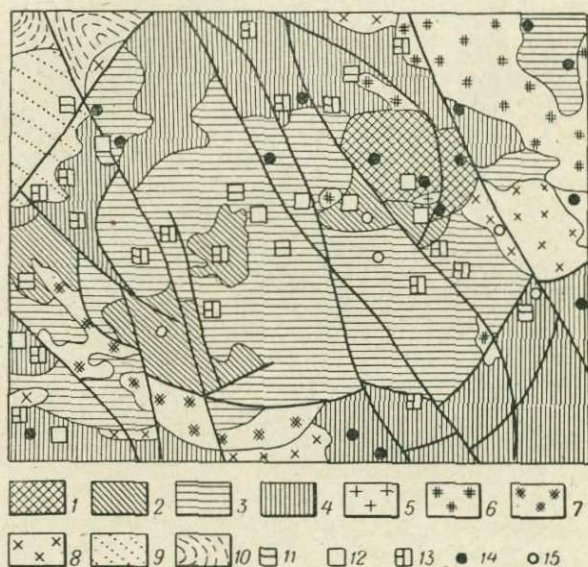


Рис. 46. Схема размещения полезных ископаемых в пределах Каргаллинской системы кольцевых структур.

1 — нескрытая структура плутонического типа; 2 — структуры вулканоплутонического типа; 3 — структуры вулканического типа; 4 — реликтовая погребенная структура предположительно вулканического типа. Интрузивные породы: 5 — слабо вскрытые аляскитовые граниты; 6 — биотитовые граниты; 7 — гранодиориты—адамеллиты; 8 — гранодиориты—диориты; 9 — отложения девона; 10 — отложения силура. Комплексы металлов: 11 — медь; 12 — цинк—свинец; 13 — медь—цинк—свинец; 14 — золото; 15 — молибден—вольфрам.

Центральная часть структуры, которая сложена песчано-сланцевой толщей силура, являющейся останком вмещающих структуру образований, сохранившихся в центральной впадине, не содержит признаков рудной минерализации и представляет собой как бы безрудное ядро структуры. Окаймляется оно поясом развития преимущественно полиметаллических и медных руд, при этом свинцово-цинковое и полиметаллическое оруденение тяготеет к внутренней, а медное — к внешней части этого пояса. В этом же поясе расположено несколько редкометалльных проявлений, наиболее удаленных от материнских интрузивов и представленных шеелитовыми штокверками.

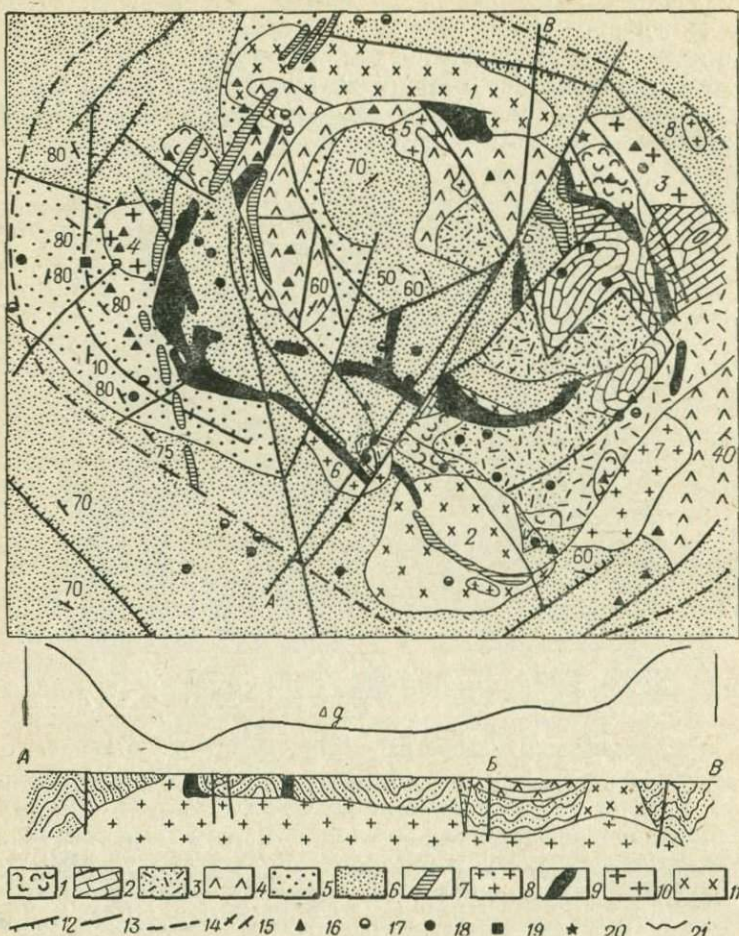


Рис. 47. Схема размещения месторождений полезных ископаемых в Байназарской кольцевой структуре [44].

1 — каракалинская свита; 2 — отложения фаменского — турнейского ярусов; 3 — отложения франского яруса; 4 — отложения живетского яруса; 5 — осадочные отложения нижнего девона; 6 — осадочные отложения лудлоуского яруса; 7 — дайковый комплекс перми — микрограниты, гранит-порфиры, сферолитовые породы; 8 — лейкократовые и алякитовые граниты кызылрайского комплекса; 9 — предкызылрайский дайковый комплекс — микрограносиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, микрограниты, диоритовые порфиры; 10 — калдырминский комплекс биотитовых и лейкократовых гранитов; 11 — топарский комплекс гранодиоритов — диоритов; 12 — кольцевые разломы; 13 — радиальные разломы; 14 — контур массива гранитоидов по геофизическим данным; 15 — элементы залегания; 16—20 — проявления минерализации: 16 — редкометалльные, 17 — медные, 18 — свинцово-цинковые, 19 — барита, 20 — золоторудные; 21 — график локального поля Δg .
 Массивы гранитоидов: 1 — Шетский Койтас, 2 — Южно-Жуликонурский, 3 — Кызылжалский, 4 — Аршалинский, 5 — Северо-Бестокинский, 6 — Батыстауский, 7 — Узунбулакский, 8 — Тюстасский.

Далее от центра структуры следует редкометальный кольцевой пояс, который соответствует выступам аляскитовых гранитов кызылрайского комплекса или их выходам на дневную поверхность. Этот пояс проявлен очень отчетливо и образован значительным количеством редкометальных месторождений. В этом же поясе отмечено небольшое количество рудопроявлений свинцово-цинковых, полиметаллических и медных руд.

В размещении и локализации месторождений и рудных тел этой структуры также важную роль играют кольцевые и радиальные расколы и участки их пересечения.

II. Судить о рудоконтролирующей роли обращенных центрально-кольцевых структур платформ очень трудно. Проявления таких структур в пределах нашей страны, как и их описания, единичны и без разделения на типы, а иностранная литература, в которой детально описаны сами структуры, как правило, не содержит сведений о связанных с ними полезных ископаемых или они очень скудны для необходимых обобщений.

По имеющимся сведениям этим структурам наиболее свойственна, как и в пределах складчатых поясов, главным образом редкометальная минерализация. При этом наиболее детально можно остановиться лишь на оловянности Молодых гранитов Нигерии [187, 234], для которых известно, что оловянная минерализация приурочена к среднеюрским центрально-кольцевым структурам.

Основную роль в них играют альбитизированные биотитовые граниты, для которых очень характерна грейзенизация. Помимо общей грейзенизации всей породы, встречаются зоны более интенсивного проявления с образованием самостоятельных околотрещинных тел грейзенов слюдяно-кварцевых, слюдяно-топазовых и даже топазовых с высоким содержанием рудных минералов — касситерита, вольфрамита, колумбита, литиевой слюды, аксессуарного пирохлора и циркона с высоким отношением Hf/Zr . Рудная минерализация имеет тонковкрапленный характер. Постоянное отсутствие в Молодых гранитах берилла и турмалина резко отличает их от оловорудных полей древних гранитов, в пределах которых они находятся.

Естественно, что приведенные здесь сведения о рудоконтролирующей роли обращенных центрально-кольцевых структур платформ недостаточны для выявления закономерностей, и дальнейшая концентрация этих сведений, выявление основных закономерностей и сопоставление с ролью соответствующих структур складчатых систем, несомненно, дело будущего.

Обобщая имеющиеся сведения о связи полезных ископаемых с магматогенными центрально-кольцевыми структурами, можно уверенно утверждать, что таковая существует. При этом, можно, пожалуй, считать, что возникновение центрально-кольцевых структур и связанной с ними минерализации обусловлено одними причинами. То есть уровень генерации магмы с образованием

расплавов, содержащих рудные элементы, а также характер направленного ее вертикального движения к поверхности, приводящего при определенных условиях к обогащению ее рудными компонентами также и за счет вмещающих пород, дает результатом как закономерное возникновение самих центрально-кольцевых структур определенных типов, так и закономерное распределение в их пределах определенной рудной минерализации.

Естественно, что рудоконтролирующая и рудовмещающая роль кольцевых структур всех типов определяется еще и тем, что они в большинстве случаев представляют собой длительно существующие центры магматической проницаемости. При этом М. М. Василевский и др. [30, 40] различают достаточно четко очерчиваемые центры, в пределах которых более древняя тектоно-магматическая и металлогеническая активность наследуются группами-гнездами более поздних (системы кольцевых структур); центры, не имеющие предыстории, и, наконец, металлогенические и магматические центры, названные «инициальными», которые не испытали дальнейшего развития и консолидировались на ранней стадии эволюции магматизма. Из перечисленных 3 типов наиболее перспективным в отношении рудоносности, естественно, является первый.

Если не иметь в виду наложения различных центрально-кольцевых структур, то выделенные их классы характеризуются отчетливо различными ассоциациями рудных элементов, так же как и различные типы структур в пределах выделенных классов. При этом неодинакова и рудоконтролирующая значимость различных типов структур. Как правило, эта значимость возрастает от структур более простых по своему строению (вулканического типа) к более сложным (вулканически-субвулканическим и плутоническим), в формировании которых возрастает роль магматогенной тектоники и усложняется сочетание магматических комплексов. Во всех случаях важную рудоконтролирующую роль играют кольцевые в плане разломы или их фрагменты.

Все изложенное ставит геологов перед необходимостью поновому оценить перспективы металлоносности отдельных регионов и внести коррективы в методы поисков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение и анализ обширного материала, касающегося магматогенных центрально-кольцевых структур, подтвердили справедливость ряда положений относительно их строения, механизма формирования, распространенности и т. д. и в то же время позволили сформулировать некоторые новые положения и сделать некоторые выводы.

1. Не умаляя значения линейных форм и структур, следует отметить, что круговые и кольцевые, или изометричные в плане, формы и образованные ими центрально-кольцевые структуры играют важную роль в строении верхней оболочки Земли. Эти структуры имеют различный генезис, но наиболее обширна среди них группа магматогенных структур, возникновение которых обусловлено процессами внутреннего развития Земли, проявляющимися в явлениях диапиризма.

2. Под магматогенной центрально-кольцевой понимается структура (но не форма!), имеющая длительно существующий центр, округлые или кольцевые очертания в плане и воронкообразные, цилиндрические, конусовидные в разрезе и состоящая из совокупности взаимосвязанных и специфических магматогенных и тектонических форм какого-либо участка земной коры, определяющих особенности его геологического строения и обусловленных господством того или иного тектоно-магматического (геодинамического) режима.

3. В соответствии с приведенным для магматогенных центрально-кольцевых структур определением их элементами, а в отдельных случаях простейшими элементарными структурами являются:

а) сводовые, куполовидные поднятия разной величины (как региональные, так и локальные);

б) круговые и овальные депрессии, впадины, кальдеры, сложенные или заполненные осадочным или чаще вулканогенным материалом, нередко с центральными поднятиями;

в) кольцевые по форме валы, грабены и кальдеры;

г) кольцевые, конические и радиальные расколы, в одних случаях заполненные расплавом с образованием даек или силл, в других — просто фиксирующие смещения пород;

д) вулканические формы и постройки (конусы, щитовидные, стратовулканы, простые моногенные и т. п.) или их реликты;

е) брахиформные синвулканические мульды-впадины, кальдеры, сложенные вулканическим или вулканогенно-осадочным материалом;

ж) жерловые, экструзивные субвулканические тела различной формы, расположенные вдоль радиальных, кольцевых или полукольцевых ослабленных зон или расколов;

з) дугообразные, кольцевые или центральные плутоны, часто с концентрически-зональным строением.

4. Термин магматогенная (точнее магматогенно-тектоническая) центрально-кольцевая структура принят как наиболее общий, объединяющий и крайние случаи, когда в их строении участвуют главным образом только вулканогенные образования (вулканотектонические структуры) или они образованы исключительно интрузивными фациями магматитов (магматические комплексы центрального типа), и наиболее обычные случаи сочетания вулканогенных, плутоногенных (интрузивных) и тектоногенных элементов.

5. Поскольку возникновение и образование магматогенных центрально-кольцевых структур связано с явлениями глубинного диапиризма и сопряженными с ними обратными процессами обрушений, то классификация их основана на применении всеобщего закона природы — принципа Кюри — Шафрановского, согласно которому тело, формирующееся в любой точке земной поверхности по вертикали под влиянием сил земного тяготения (т. е. направленных вертикально к поверхности Земли), приобретает симметрию конуса [182]; при этом необращенное или обращенное положение конуса в соответствии с понятием об антиобразах, введенном в науку А. В. Шубниковым [1951 г.], будет зависеть от того, с каким процессом (прогибания или воздымания) сочетались силы земного тяготения. То есть на фоне преобладающего прогибания будут возникать необращенные — первично-положительные по своей природе структуры, а на фоне преобладающего воздымания — обращенные, в пределах которых отдельные формы претерпели в процессе образования «обращение» из первично-положительных в отрицательные.

6. В соответствии с понятием об антиобразах магматогенные центрально-кольцевые структуры, имеющие симметрию конуса, но осложненную влиянием многих других явлений, разделены на 2 класса — необращенных и обращенных.

Необращенные — это центрально-кольцевые структуры, возникающие как первично-положительные по своему генезису и процессам формирования и зафиксированные в преобладании положительных форм в их строении. Обращенные — центрально-кольцевые структуры, которые в процессе формирования испытывают превращение («обращение») из первично-положительных в отрицательные; характерны процессы компенсационного прогибания и обрушения и преобладание отрицательных по внутреннему строению элементов-форм при довольно частой положительной их морфологии структур в целом.

7. Возникновение и развитие как линейных, так и центрально-кольцевых магматогенных структур происходит под влиянием

ряда факторов эндо- и экзогенного характера, среди которых есть главные, обуславливающие генетические типы структур, и второстепенные, создающие многообразие подтипов.

Если исключить из рассмотрения ротационную динамику Земли, обуславливающую форму и ориентировку крупных ее блоков, то главными процессами, формирующими земные структуры, окажутся процессы внутренней геодинамики, которые реализуются в виде явлений сжатия и растяжения, сочетающихся с нисходящими и восходящими движениями. Именно эти процессы и были положены в основу типизации магматогенных структур.

8. Анализ с точки зрения геодинамического режима истории развития складчатых поясов позволил условно выделить 6 типов режимов и показать в соответствии с ними соотношения категорий линейных и центрально-кольцевых структур, а в пределах последних — сочетания необращенных и обращенных классов с подразделением на типы (см. табл. 1).

Типизация же магматогенных центрально-кольцевых структур с выделением генетических классификационных подразделений различного ранга может быть представлена в виде табл. 6.

9. Категории магматогенных структур (линейные или центрально-кольцевые) отражают преобладание горизонтальных (ротационная динамика) или вертикальных (диапиризм) движений в развитии глубинных зон крупного блока Земли.

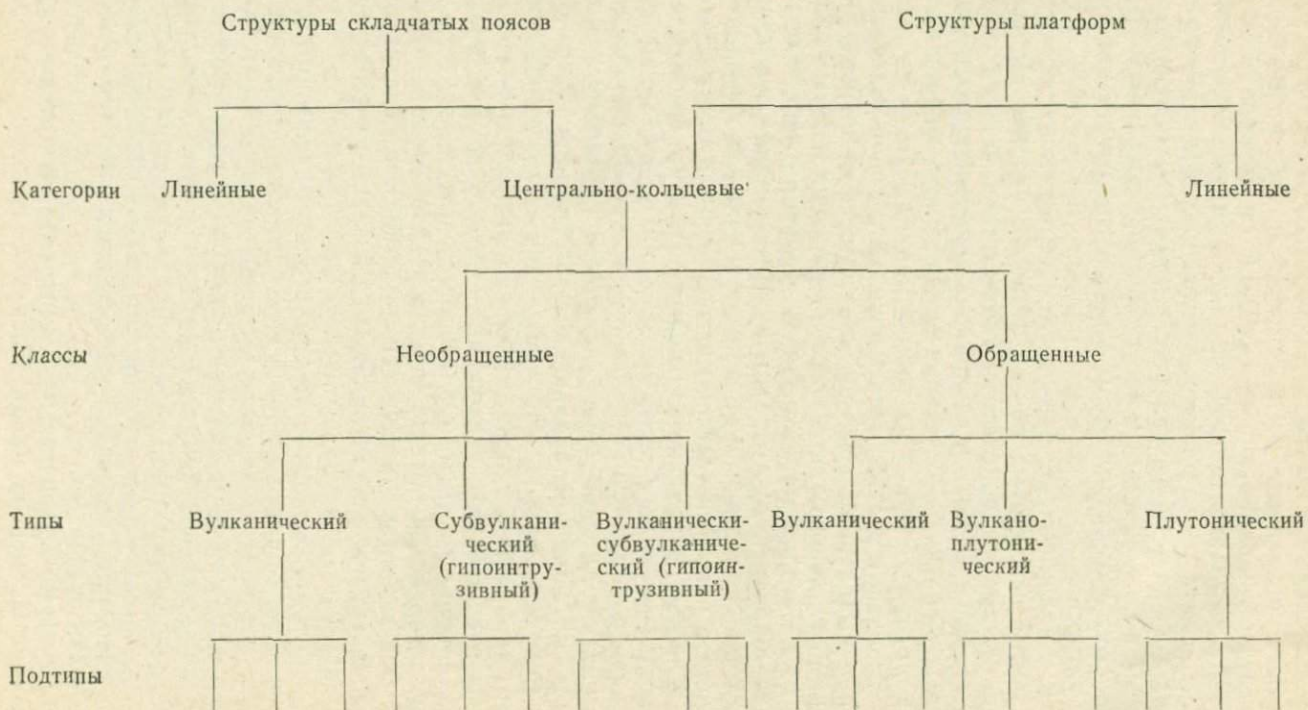
Классы центрально-кольцевых структур обусловлены сочетанием сил земного тяготения с общим прогибанием или воздыманием конкретного региона; при этом необращенные структуры возникают на фоне преобладающего прогибания, а обращенные — на фоне преобладающего воздымания.

Возникновение генетических типов структур обусловлено самим характером геодинамического режима (сочетанием сжатия — расширения с нисходящими — восходящими движениями), под влиянием которого развивается конкретный участок земной поверхности; отражается характер геодинамического режима в характере, сложности и соотношении основных слагающих структуры элементов-форм (см. описание типов структур в гл. III).

Определенные же подтипы структур формируются уже в зависимости от особенностей строения конкретного участка Земли, и классификационными признаками для их выделения являются размер и морфология отдельных элементов и структур в целом, состав и фации магматитов, соотношение глубинных и поверхностных фаций, характер подводных каналов и их количество, динамика проявления магматизма, тектонические условия формирования, источники питания и характер глубинных магматических очагов и т. д.

10. Необращенные центрально-кольцевые структуры складчатых поясов подразделены на три типа, которым даны

ТИПИЗАЦИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР



условные названия вулканический, субвулканический и вулканически-субвулканический, отражающие преобладание в них определенных элементов.

Структуры вулканического типа просты по строению и представляют собой реликты шлаковых конусов, стратовулканов, т. е. первичных вулканических построек центрального типа с периклинальным падением пород; преобладают покровные фации; состав вулканитов монотонный андезито-базальтовый. Участие синвулканической тектоники в образовании структур незначительно.

Структуры субвулканического типа представляют собой отдельные куполовидные экструзии, или субвулканы, или их сочетания при незначительном участии независимо от эрозионного среза покровных фаций; сложены они кремнекислыми составляющими контрастных формаций. Роль синвулканической тектоники в их образовании также незначительна.

Вулканически-субвулканический тип необращенных структур — это сложно построенные, часто асимметричные сооружения, в составе которых эффузивные, пирокластические, субвулканические и гиповулканические образования участвуют в равной мере. Синвулканические разломы проявлены интенсивно. Преобладают элементы положительной формы, но иногда присутствуют и отрицательные (вершинные кальдеры или кратерно-кальдерные провалы), что, однако, не нарушает в целом первично-положительного — необращенного характера структур.

Необращенные структуры различных типов обычно проявлены изолированно, но иногда пространственно совмещаются, причем более поздние частично захороняют предшествующие, образуя сложные сооружения разнотипных структур.

11. **Обращенные** центрально-кольцевые структуры складчатых поясов также подразделены на 3 типа, условно названные вулканическим, вулкано-плутоническим и плутоническим.

Обращенные структуры вулканического типа — это овальные синвулканические («конседиментационные») вулканогенные мульды, окаймленные вдоль кольцевых ослабленных зон жерловинами и субвулканическими телами, обычно несколько обособленными в пространстве интрузивами синвулканических гранитоидов. Роль вулканогенной тектоники относительно невелика. Лавовые излияния сочетаются с извержениями взрывного типа; состав пород в среднем андезито-дацитовый.

Структуры собственно вулкано-плутонического типа представляют собой сочетание изометричных «компенсационных» синвулканических мульд-впадин с многочисленными коническими, радиальными и реже кольцевыми расколами, вдоль которых расположены неки, субвулканические тела, дайки и интрузивы гранитов, иногда образующих и центральные плутоны. Вулканизм характеризуется пароксизмальными изверже-

ниями с образованием спекшихся туфов и игнимбритов, сопровождавшимися кальдерообразными обрушениями. Состав пород преимущественно дацито-липаритовый, комагматичные интрузии сложены гранитами. Роль синвулканической тектоники значительна.

Основным элементом обращенных структур плутонического типа является изометричный куполовидный плутон, пространственно приуроченный к котлообразной депрессии-впадине и сопряженный с зонами кольцевых расколов, вдоль которых расположены многочисленные дайки; иногда в их строении принимают участие кальдерообразные впадины, заполненные игнимбритами и игниспумитами кислого состава, местами контрастными по составу породами. Роль синвулканической, а точнее синмагматической тектоники велика.

Несмотря на присутствие в этих структурах наряду с отрицательными положительными форм (куполовидных плутонов), они относятся к классу обращенных, так как и их становление обусловлено процессами обрушения.

Последовательное развитие и наложение обращенных структур рассматриваемых типов приводит к образованию сложных систем центрально-кольцевых структур.

12. Формирующиеся при геодинамическом режиме определенного типа (см. табл. 1) необращенные центрально-кольцевые структуры свойственны главным образом зрелой геосинклинальной стадии складчатых областей, а обращенные — орогенной. Проявление же сложных по сочетанию разнонаправленных процессов режимов (стадия инверсии в широком понимании) приводит к одновременному формированию необращенных структур. Возможно также, что одна и та же структура сначала может развиваться как необращенная, а затем постепенно превращается в обращенную.

Однако, несмотря на всевозможные сочетания режимов, главные признаки и различия выделенных классов и типов структур, отражающие их генезис, остаются постоянными.

В общих чертах главные признаки необращенных структур сводятся к следующему:

- 1) первично-положительная необращенная природа, проявленная в преобладании положительных форм;
- 2) относительно небольшие (единицы и первые десятки километров) размеры структур, простое внутреннее строение;
- 3) вулканический характер всех слагающих их магматитов, т. е. участие в строении этих структур покровных, жерловых и субвулканических фаций вулканитов и отсутствие в них плутонических образований;
- 4) относительно незначительное участие в образовании структур синвулканической тектоники;
- 5) локализация на зарождающихся в условиях общего прогибания поднятиях независимо от стадии развития геосинклиналей;

6) связь с относительно глубоко расположенными магматическими очагами;

7) преобладание среди слагающих их пород преимущественно кислых дифференциатов основных магм мантийного происхождения или продуктов смешанных магм.

В отличие от необращенных обращенные центрально-кольцевые структуры складчатых поясов характеризуются практически противоположными признаками:

1) компенсационно-отрицательная, обращенная природа структур (но не морфология!), несмотря на присутствие в них в отдельных случаях положительных форм;

2) крупные размеры структур (вулканический тип 80—150, вулканоплутонический — 30—60, плутонический 10—40 км) и сложное внутреннее строение с характерными для них коническими, радиальными и кольцевыми расколами и интрузивными телами вдоль них, кальдерообразными впадинами, центральными плутонами и т. д.

3) сочетание в их составе в различных соотношениях вулканогенных (с покровными, жерловыми и субвулканическими фациями) и интрузивных плутонических комплексов;

4) интенсивное проявление в процессе образования структур синвулканической (синмагматической) тектоники;

5) локализация структур в пределах зон преимущественного воздымания;

6) связь с относительно неглубоко залегающими периферическими магматическими очагами;

7) преобладание среди слагающих их пород магматитов преимущественно гранитоидного состава, являющихся продуктами коровых (иногда смешанных) магм.

Естественно, что каждый из типов и подтипов структур внутри выделенных классов обладает своими характерными чертами, но в пределах перечисленных основных признаков.

13. Для различных типов необращенных структур совмещение в пространстве нетипично, поскольку они образуются в зонах с несколько различным геоантиклинальным развитием, вследствие чего не удастся установить эволюции в развитии типов необращенных структур.

Напротив, для обращенных структур характерно совмещение в пространстве различных типов с образованием сложных конили эксцентрических систем. В связи с этим устанавливается эволюция во времени типов структур с последовательной сменой вулканического вулканоплутоническим и затем плутоническим. В этом же направлении устанавливается уменьшение размеров структур, усложнение их строения, переход от преимущественного развития вулканитов к преобладанию в их строении интрузивных пород, постепенная смена средних по составу пород кислыми, а затем ультракислыми и субщелочными, направленное изменение характера вулканитов и т. д.

14. Огромный, но разноплановый фактический материал, касающийся центрально-кольцевых структур платформ, недостаточная изученность к настоящему времени отдельных их типов и их сочетаний, неразработанность вопросов коагматичности и многие другие причины позволяют в настоящее время сделать лишь самые общие выводы, касающиеся типизации этих образований.

В целом можно сказать, что и для магматогенных центрально-кольцевых структур платформ основным фактором, определяющим их возникновение и развитие, главные генетические классы и типы, также является геодинамический режим, который должен быть положен в основу их классификации. В соответствии с этим магматогенные центрально-кольцевые структуры платформ также могут быть разделены на 2 класса — необращенных и обращенных с подразделением на типы и подтипы. По основным признакам классы и типы центрально-кольцевых структур платформ близки к таковым в складчатых поясах, но обладают и некоторыми специфическими особенностями.

Вероятно, к классу необращенных структур платформ могут быть отнесены кимберлитовые провинции с концентрически-зональным строением (вулканический тип), структуры, образованные трапповой формацией (вулканически-субинтрузивный тип) и комплексами щелочно-ультраосновных пород с карбонатами (суб-, или гипointрузивный, тип).

Выделение на платформах класса обращенных структур сомнений не вызывает. В этот класс могут быть объединены все сложные по своему строению структуры, образованные породами, возникающими при взаимодействии базальтовой магмы с материалом сиалической коры. Как правило, они образуют сложные системы разнотипных структур, среди которых по аналогии с обращенными структурами складчатых поясов можно выделить условно вулканический, вулкано-плутонический и плутонический типы. Главные их признаки аналогичны таковым для структур складчатых поясов, но обладают и некоторыми специфическими чертами, к которым, например, можно отнести преобладающий контрастный состав слагающих их пород и некоторые другие.

Структуры, сложенные сиалическим материалом коры, скорее всего, являются аналогами тех же типов обращенных структур, но образованных при взаимодействии базальтовой магмы с материалом сиалической коры, однако проявлены в несколько иных конкретных геотектонических условиях и также обладают некоторыми специфическими чертами.

15. Рудоконтролирующая и рудовмещающая роль всех типов магматогенных центрально-кольцевых структур складчатых поясов и платформ очевидна и обусловлена тем, что они представляют собой в большинстве длительно существующие центры магматической проницаемости. При этом наиболее перспективны для поисков полезных ископаемых длительно развивающиеся

системы центрально-кольцевых структур с наложением различных типов. В пределах концентрически (центростремительно или центробежно) построенных систем наблюдается концентрическая зональность оруденения. Из различных отдельных типов структур перспективны наиболее сложно построенные.

Уровень генерации магмы с образованием расплавов, содержащих рудные элементы, а также характер направленного ее вертикального движения к поверхности, ведущего при определенных условиях к обогащению рудными элементами также за счет окружающих пород, приводит как к закономерному возникновению самих кольцевых структур определенных типов, так и к закономерному появлению и распределению в их пределах оруденения.

16. Закономерности развития, установленные для локальных центрально-кольцевых структур и обусловленные диапиризмом периферических магматических очагов, справедливы и для более крупных и глобальных структур. С коровым диапиризмом, скорее всего, связано образование структур крупного масштаба, например вулcano-плутонических поясов дугообразной формы, мантийный же диапиризм обуславливает, вероятно, возникновение глобальных структур. В связи с этим появляется возможность выделить необращенные вулканические пояса, представляющие собой во своей природе первичные прогибы с фемическим характером магматизма, но сочетающиеся с преобладающими в их пределах необращенными центрально-кольцевыми структурами, и пояса обращенные — области воздымания с характерными для них обращенными центрально-кольцевыми структурами, образованными кислыми коровыми магмами.

17. Анализ возникновения и развития магматогенных центрально-кольцевых структур выявил очень важную и, возможно, универсальную закономерность, которая заключается в том, что формирование первично-положительных, необращенных центрально-кольцевых структур в пределах локальных поднятий, но на фоне общего прогибания, является процессом, как бы компенсирующим общие нисходящие движения, в то время как обращенные, компенсационно-отрицательные структуры как бы уравновешивают тот процесс воздымания, в условиях которого они возникают. Обращает на себя внимание также сочетание положительной морфологии обращенных структур с мульдообразным внутренним их строением, свойственное как мелким локальным структурам, так и региональным и, вероятно, глобальным. Такая закономерность является, по-видимому, в общей схеме универсальной для структур различного масштаба. Она свойственна и более глубинным уровням Земли, где, например, крупным впадинам на поверхности отвечают куполовидные изгибы границ Конрада и Мохоровичича (Каспийская, Тенизская впадины и др.), и, скорее всего, отражает принцип равновесия в природе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А. А., Абдрахманов К. А., Авдеев А. В.* Центральнo-кольцевые структуры Казахстана, их типы и механизм формирования. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1972, № 1, с. 1—18.
2. *Абдулкабирова М. А.* О роли сводово-глыбовых структур в размещении эндогенного оруденения. — В кн.: Цветные и благородные металлы Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1975, с. 46—51.
3. *Авдалович В. С.* Ириткинская вулканo-тектоническая структура в бассейне Нижней Тунгуски. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 5, с. 1139—1142.
4. *Авдалович В. С.* Вулканo-тектонические структуры в юго-восточной части Тунгусской синеклизы. — Бюл. МОИП, 1975, вып. 50, № 1, с. 148.
5. *Авдеев А. В.* О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10, с. 50—66.
6. *Александрова М. И.* Геологическое строение и полиметаллическое оруденение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1960, т. 32.
7. *Алекторова Е. А., Зорина В. С.* Вулканo-тектоническая катанэмельская структура и связь с ней золотого оруденения. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 288.
8. *Антонов А. Е.* О строении Лашкерекской депрессии (Кураминский хребт). — Узб. геол. журн., 1970, № 4, с. 70—73.
9. *Антонов А. Е.* О зональности рудных полей в вулканo-тектонических структурах Чаткало-Кураминских гор и ее значении для поисков эндогенного оруденения. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972, с. 24—26.
10. *Арапов В. А.* Кольцевые вулканo-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). — В кн.: Вулканические и вулканo-плутонические формации (Труды 2-го Всесоюз. вулканол. совещ., т. II). М., Наука, 1966.
11. *Арапов В. А.* Верхнепалеозойский вулканизм Западного Карамзара. — В кн.: Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона, вып. 7. Ташкент, Фан, 1971, с. 18—70.
12. *Арапов В. А.* История развития Бельтау-Кураминского вулканo-плутонического пояса (Тянь-Шань). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Труды 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. М., 1974, с. 144—152.
13. *Арапов В. А., Михайлов В. В., Шаякубов Т. Ш.* Палеозойская вулканo-плутоническая кольцевая структура юго-западных отрогов Гиссара. — Узб. геол. журн., 1971, № 2, с. 46—49.
14. *Бабаходжаев С. М., Таджибаев Г. Т.* Геология и фашиально-петрографические особенности Самгарского вулканo-плутона (Восточный Карамзар). — Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-геох. наук, 1972, № 2 (44), с. 93—101.
15. *Бабкин П. В., Василенко В. П., Сидоров А. Х.* Структурный контроль золото-серебряного оруденения. — Колыма, 1973, № 2, с. 42—44.
16. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

17. Баратов Р. Б. Эндогенная минерализация пермских орогенных вулканотектонических структур Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 2, с. 419—422.

18. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Тр. Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР, 1974, вып. 76, с. 70—86.

19. Белый В. Ф., Котляр И. Н., Павлов П. П. О некоторых геологических и вулканологических аспектах проблемы вулканоструктур оседания и кальдер. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 179—181.

20. Белый В. Ф., Котляр И. Н., Павлов П. П. Схема классификации изометрических отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 269—275.

21. Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., Мир, 1972. 320 с.

22. Благовещенская М. Н. Крупные кольцевые дайки Тунгусской синеклизы и юго-запада Сибирской платформы. — Сов. геология, 1971, № 6, с. 147—153.

23. Болотников А. Ф., Бондаренко Е. И., Крутов И. К. К эволюции вулканотектонических структур Баджальской зоны (Приамурье). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 308—314.

24. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К. Происхождение рудовмещающих структур и морфология рудных тел колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. М., 1971, с. 3—14. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 99).

25. Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Контарь Е. С. Реконструкции девонских палеовулканов в Гайском рудном районе и их рудоносность (Южный Урал). — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 46—65. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 92).

26. Ван Беммелен Р. Развитие мегаундаций. — В кн.: Система рифтов Земли. М., Мир, 1970, с. 230—248.

27. Ван-Ван-Е А. П. Роль вулканотектоники в локализации эндогенного оруденения. — В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 89—92.

28. Ван-Ван-Е А. П., Игнатъев А. Б. О типах вулканотектонических структур в южной части Хингано-Охотского вулканического пояса (Буренинский массив). — В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Вып. 4. Владивосток, 1971, с. 85—90.

29. Ван-Ван-Е А. П., Романюха П. П. О зональном распределении эндогенной минерализации в депрессионных структурах Юго-Дальнего Востока. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972, с. 26—28.

30. Василевский М. М., Тащинуна М. В. Опыт выделения палеозойских вулканогенно-рудных формаций в Центральном Казахстане. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1966, т. 133, с. 129—145.

31. Верхний палеозой западных и северных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали / М. Н. Щербакова, М. К. Бахтеев, А. М. Курчатов, А. Е. Михайлов, А. И. Положихина, Л. Н. Шарпёнок, Л. А. Щеголева. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., 1977, с. 184—202.

32. Ветренников В. В. Строение Пластунской вулканотектонической впадины (Восточное Приморье). — В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Вып. 4. Владивосток, 1971, с. 26—36.

33. *Виноградов Г. Ф., Науменко В. В.* О верхнеордовикском палеовулканизме в северном Казахстане. — В кн.: Сб. науч. работ Киев. ун-та, 1973, № 9, с. 103—108.

34. *Власов Г. М.* О цикличности вулканических процессов. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. Новосибирск, 1967, с. 13—25.

35. *Влодавец В. И.* Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, с. 3—12.

36. *Вольфсон Н. Б.* Опыт применения геофизических и геохимических методов при выделении рудоконтролирующих структур в Кураминской металлогенической зоне. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 11, с. 99—110.

37. *Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г.* Новые представления о структуре и условиях размещения эндогенной минерализации в Западном Узбекистане в свете геофизических исследований. — Узб. геол. журн., 1963, № 3.

38. *Вулканизм и вулcano-тектонические структуры западной части Тянь-Шаня / В. А. Арапов, В. Г. Гарьковец, В. П. Коржаев и др.* — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 207—209.

39. *Вулcano-тектонические структуры Казахстана и их металлогения / А. А. Абдулин, К. А. Абдрахманов, А. В. Авдеев и др.* — В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулcano-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971, с. 148.

40. *Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров. (Принципы металлогенического анализа и районирования) / М. М. Василевский, Т. В. Тарасенко, Ю. И. Харченко и др.* — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.

41. *Вязовов Ю. С.* О некоторых чертах тектоники Сибирской платформы в связи с кольцевыми разрывами. — В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970, с. 89—94.

42. *Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1975.*

43. *Геологическое строение Северного Прибалхашья / К. А. Абдрахманов, И. П. Беневоленский, Ю. И. Лялин и др.* — В кн.: Геология и металлогения Северного Прибалхашья. Алма-Ата, Наука, 1972, с. 11—79.

44. *Геология и металлогения Жаман-Сарысуйского антиклинория / А. К. Каюпов, В. В. Колесников, И. П. Беневоленский и др.* Алма-Ата, Наука, 1975. 223 с.

45. *Габкин О. В.* Об истории развития гранито-гнейсовых куполов Алданского щита. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 75—79.

46. *Гранитоидные интрузии центрального типа Сихотэ-Алиня / И. З. Бурьянова, П. Е. Бевзенко, Ю. В. Барвинок и др.* — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 101—103.

47. *Дворцова К. И.* Девонский вулкан центрального типа в Чу-Илийских горах. — Тр. Лаб. палеовулканологии, 1963, вып. 1.

48. *Денисенко В. К.* К проблеме формирования и оценки рудоносности «внегеосинклинальных» гранитоидов. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 52—55.

49. *Дитц Р. С.* Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и Планетах. М., Мир, 1968.

50. *Дорохов И. Л., Юнаковская Ю. В.* Особенности строения и формирования Кентской кольцевой системы (Центральный Казахстан). — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 10. Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 347—355.

51. *Егоров Л. С.* Мелилитовые породы Маймечя-Котуйской провинции. Л., Недра, 1969, 248 с.

52. *Еремин Р. А., Ярмолюк В. В.* Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры (Охотско-Чукотский вулканический пояс). — Тр. Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР, 1974, вып. 75, с. 57—69.

53. *Жуков П. К.* О связи рудных концентратов с вулканотектоническими структурами Токрауской вулканической зоны (Центральный Казахстан). — В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Владивосток, 1971, с. 91—107.

54. *Жуков П. К.* Особенности размещения и металлогении вулканотектонических структур в орогенный период развития Токрауской вулканической зоны (Северное Прибалхашье). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 313—314.

55. *Жуков П. К.* Особенности размещения медно-порфировых месторождений в структурах орогенного типа Северного Прибалхашья. — В кн.: Цветные и благородные металлы Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1975, с. 92—99.

56. *Закономерности развития вулканотектонических структур Токрауской впадины (Центральный Казахстан) / Л. Н. Шарпёнок и др.* — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 334—338.

57. *Зейлик Б. Г.* О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных снимков с целью обнаружения подобных структур. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 4, с. 74—90.

58. *Зейлик Б. С.* Золотое оруденение в герцинидах Центрального Казахстана. — Вестн. АН КазССР, 1963, № 2.

59. *Зейлик Б. С., Сейтмуратова Э. Ю.* Метеоритная структура в Центральном Казахстане и ее магмородукоконтролирующая роль. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 1, с. 167—170.

60. *Зеленугин В. Н.* О двух наиболее распространенных типах вулканотектонических структур и связанных с ними кислых вулканитах. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 166—168.

61. *Зиньков А. В.* Геологическое строение и развитие Шуки-Поктойской вулканотектонической структуры. — В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 38—39.

62. *Зорина В. С., Алекторова Е. А.* Структурно-геоморфологические исследования при выявлении кольцевых вулканотектонических депрессий верхнепалеозойского времени (Северное Прибалхашье). — В кн.: Вопросы геоморфологии. М., 1975, с. 35—37.

63. *Иванов М. К.* Вулканогенное рудообразование в траппах. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 306.

64. *Иванова Т. К.* Палеовулканические реконструкции и особенности траппового вулканизма в Норильском горно-рудном районе. Автореф. канд. дис. Л., 1975. 31 с.

65. *Игнатъев А. Б.* К вопросу о классификации отрицательных вулканотектонических структур. — В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 89—90.

66. *Игнатъев А. Б.* Монастырская и Лузинская вулканотектонические депрессии центральной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: геология и генезис. — В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Владивосток, 1971, с. 57—84.

67. *Игнатъев А. Б.* Палеовулканологические реконструкции вулканотектонических депрессий. Хабаровск, 1975. 189 с.

68. *Ильина З. И.* Куполовидные структуры Кемского синклиория (Северная Карелия). — Сов. геология, 1974, № 6, с. 125—129.

69. *Ицксон М. И.* Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупными геотектоническими элементами и типами земной коры (на примере Тихоокеанского кольца). — *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. сер., 1973, т. 191.

70. *Ицксон М. И.* Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского сегмента Земли. — В кн.: *Эволюция вулканизма в истории Земли*. М., 1974, с. 360—368.

71. *Капов А. Д.* Акбастау-Кусмурунская вулcano-кальдера (Центральный Казахстан). — *Докл. АН СССР*, 1970, т. 195, № 3, с. 676—679.

72. *Канцель А. В., Коротаев М. А., Лаверов Н. П.* Геологическое строение и история формирования Бабайтагского субвулканического массива (Средняя Азия). — В кн.: *Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана*. М., Наука, 1972, с. 108—122.

73. *Капов А. К., Капов А. Д.* Вулcano-тектоническая структура Акбастау-Кусмурунского рудного поля. — В кн.: *Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана*. Алма-Ата, Наука, 1969, с. 30—38.

74. *Клипенштейн В. Я., Масумов А. С., Пояркова Э. В.* Кальдеры Срединного Тянь-Шаня. — *Узб. геол. журн.*, 1976, № 2, с. 50—56.

75. *Кобылянский Ю. Г.* Арманская вулcano-тектоническая структура (строение и история формирования). Автореф. канд. дис. Л., 1974. 26 с.

76. *Кобылянский Ю. Г., Ичетовкин Н. В.* Структуры кальдерного обрушения в Охотско-Чукотском вулcanoгенном поясе. — В кн.: *Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока*. Владивосток, 1970, с. 124—126.

77. *Кобылянский Ю. Г., Умитбаев Р. Б.* Роль фундамента континентальных вулcanoгенных поясов в эволюции вулcano-тектонических структур. — В кн.: *Эволюция вулканизма в истории Земли*. М., 1973, с. 177—178.

78. *Кольцевые структуры района гор Кызылрай (Центральный Казахстан) / Л. Н. Шарпёнов, В. Н. Копылов, Г. Т. Скублов и др.* — В кн.: *Вопросы магматизма и метаморфизма*, т. 3. Л., 1968, с. 5—27.

79. *Коптева В. В.* Позднепалеозойские вулcano-тектонические структуры Северного Прибалхашья. М., 1974. 164 с.

80. *Король Р. В., Будник С. И.* Некоторые особенности строения южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. — *Тр. Дальневост. политехн. ин-та, Владивосток*, 1975, 110, с. 48—52.

81. *Кошкин В. Я.* Строение Караирекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье. — *Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата*, 1964, вып. 3, с. 75—85.

82. *Кошкин В. Я.* Герцинская металлогения Центрального Казахстана. — В кн.: *Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулcano-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР*. Владивосток, 1971, с. 149—150.

83. *К проблеме сложных вулcano-тектонических систем / Ю. А. Косыгин, Г. М. Фрейд, А. П. Ван-Ван-Е и др.* — В кн.: *Эволюция вулканизма в истории Земли*. М., 1973, с. 223—224.

84. *Кривоцов А. И., Шепелев В. М.* Тектоно-вулканические структуры юго-восточной части Башкирского Урала и их роль в локализации медноколчеданного оруденения. — В кн.: *Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа*. М., 1970, с. 73—83. (*Тр. ЦНИГРИ*, вып. 92).

85. *Кузнецов Ю. А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — *Геология и геофизика*, 1970, № 9, с. 3—24.

86. *Ланда Э. И., Егоров Л. С.* Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М., Недра, 1974. 145 с.

87. *Лаверов Н. П., Максимова И. Г., Толкунов А. Е.* Карабатская вулканическая депрессия и ее рудоносность (Средняя Азия). — В кн.: *Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана*. М., Наука, 1972, с. 87—107.

88. *Ларин В. Н.* Критерии прогнозирования слепых редкометальных месторождений в Северном Прибалхашье Центрального Казахстана. Автореф. канд. дис. М., 1968. 23 с.

89. *Лебедев-Зиновьев А. А., Чесноков Л. В.* Об эволюции орогенного вулканизма некоторых типов региональных вулканических структур Казахстана Средней Азии и Кавказа. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 339—341.

90. *Левковский Р. З.* Комплексы гранитов рапакиви Русской платформы — древнейшие вулканические аппараты центрального типа, их структурная приуроченность и возрастное положение. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 215—216.

91. *Леонтьев А. Н.* Структурное положение формаций эвтектоидных гранитов и связанных с ними редкометальных месторождений. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 80—102.

92. *Луцкий И. В.* Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971. Т. 1—480 с., т. 2—384 с.

93. *Максимов Е. П.* Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 3, с. 33—44.

94. *Масайтис В. Л.* Астроблемы на территории СССР. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 52—64.

95. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигаийский метеоритный кратер. — Сов. геология, 1971, № 6.

96. *Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР.* (Материалы симпозиума по металлогенической специализации вулканотектонических структур VI Всесоюз. металлоген. совещ. по проблеме металлогении Тихоокеан. руд. пояса). Владивосток, 1971. 208 с.

97. *Межвилк А. А.* История формирования Тунгусской синеклизы в пермскую и триасовую эпохи. — В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970, с. 95—111.

98. *Механизм интрузий магмы.* По ред. Дж. Ньюолла и Н. Рафта. М. Мир, 1972. 316 с.

99. *Милановский Е. Е.* Геодинамика и вулканизм орогенных поясов. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 32—50.

100. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1975.

101. *Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции. Л., Недра, 1974, 240 с.

102. *Минина О. В.* Роль синвулканических структур в локализации медноколчеданного оруденения на Юбилейном месторождении (Южный Урал). — В кн.: Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. М., 1971, с. 52—59. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 39).

103. *Митрошин М. И.* Конусовидные палеовулканы западного борта Тунгусской синеклизы (бассейны рек Северной, Курейки, Горбиачин). Автореф. канд. дис. Л., 1974. 22 с.

104. *Митрошин М. И., Невская А. В.* Морфогенетические типы вулканоструктур бассейна реки Северной и связь их с сульфидными медно-никелевыми рудами и датолитовой минерализацией. — В кн.: Медно-никелевые руды Северо-Запада Сибирской платформы. Л., 1975, с. 38—51.

105. *Монич В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г.* Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. Алма-Ата, 1960, с. 15—20. (Тр. ИГН АН Каз.ССР, т. 2).

106. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М., 1973. 74 с.

107. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, 1975, вып. 258, 318 с.
108. *Нагибина М. С.* Позднемезозойский этап развития структур. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии. — В кн.: *Тр. Совмест. Сов.-Монгольск. науч.-исслед. геол. экспедиции*, 1975, вып. 11, с. 60—82.
109. *Невский В. А.* Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — *Геология руд. месторождений*, 1973, т. 15, № 5, с. 3—18.
110. *Невский В. А., Галяпин Л. А.* Кольцевые и тектонические разрывы Кызыл-Омпульского плутона. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1975, № 1, с. 67—84.
111. *Некоторые* вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданосных областей / *М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов и др.* — В кн.: *Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа*. М., 1970, с. 3—19.
112. *Немененок Т. И.* Некоторые закономерности пространственной связи вулканов центрального типа и основных-ультраосновных никеленосных массивов (Норильский район). — *Геология и геофизика*, 1972, № 5, с. 135—139.
113. *Нечухин В. М.* Типы рудовмещающих структур колчеданных месторождений Урала. — В кн.: *Ежегодник, 1972. Свердловск*, 1973, с. 158—161. (*Ин-т геологии и геохимии Уральск. науч. центра АН СССР*).
114. *Никитина Л. Г.* Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан. — *Тр. ГИН АН КазССР*, 1959, вып. 3, Алма-Ата, с. 14—19.
115. *Нурлыбаев А. Н.* Геология, петрология и генезис щелочных пород ишимского эффузивно-интрузивного комплекса в Центральном Казахстане. — В кн.: *Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР. Алма-Ата*, 1968, с. 25.
116. *О возрасте интрузивных пород южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан)* / *М. К. Бахтеев, И. В. Лифшиц, В. С. Попов и др.* — *Вестн. МГУ*, 1965, № 4, с. 39—46.
117. *Орлянкин В. Н.* Золотоносность кольцевых тектоно-магматических морфоструктур Северо-Востока СССР. — *Вопр. географии*, 1973, сб. 92, с. 163—168.
118. *Орлянкин В. Н.* О пространственно-временных закономерностях размещения кольцевых вулcano-тектонических структур Северо-Востока СССР. — В кн.: *Эволюция вулканизма в истории Земли*. М., 1973, с. 172—173.
119. *Орогенные* центрально-кольцевые тектоно-магматические структуры Казахстана / *А. А. Абдулин, А. В. Авдеев, К. А. Абдрахманов*. — *Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР*, 1973, 32, с. 67—96.
120. *Павлов В. А.* Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. М., Наука, 1964.
121. *Палеовулканологические* реконструкции верхнего палеозоя Джунгаро-Балхашской геосинклинали / *М. Н. Щербакова, М. К. Бахтеев, А. М. Курчатов, Л. А. Щеголева, Л. Н. Шарпёнок*. — В кн.: *Методы составления палеовулканологических карт. Глобальные палеовулканологические реконструкции. Тезисы 3-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. Новосибирск*, 1977.
122. *Палеовулканы и вулcano-тектонические* структуры. Владивосток, 1971. 132 с.
123. *Петров А. И.* О механизме образования структур центрального типа — *Сов. геология*, 1968, № 9, с. 139—145.
124. *Петров А. И., Плотников М. М., Юревич Г. Г.* Механизм образования структур центрального типа. — *Сов. геология*, 1971, № 2.
125. *Полканов А. А.* Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1946, № 6, с. 5—28.

126. *Попова Г. З.* Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, Наука, 1966. 225 с.
127. *Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов.* (Тр. XVIII науч. конф. по проблемам геологии и металлогении вулкан. поясов, т. 1). Владивосток, 1970. 278 с.
128. *Радзивиц В. Я.* Тектоно-магматические структуры Анюйско-Анадырского междуречья (Западная Чукотка) и их сопоставление с тектоно-магматическими структурами Закарпатья. Автореф. канд. дис. Киев, 1974. 30 с.
129. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964. 440 с.
130. *Рудич К. А., Устиев Е. К.* Центры четвертичного вулканизма в области мезозойско-кайнозойского Северо-Востока Азии. Тр. II вулканол. совещ. М., Наука, 1966.
131. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К.* Веерообразные и дугообразные структуры жильных полей грейзеновых месторождений и зональность оруденения. — В кн.: Вопросы зональности эндогенных месторождений, вып. 185. Л., 1973, с. 27—50.
132. *Рутген М. Г.* Геология Западной Европы. М., Мир, 1972. 448 с.
133. *Рыбалко В. И.* Позднемеловые вулканы и вулканотектонические структуры южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972. 26 с.
134. *Рыбалко В. И., Олейников А. В.* Интрузивно-купольные структуры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. — В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Вып. 4. Владивосток, 1971, с. 37—51.
135. *Рыбалтовский Е. В.* Интрузивный магматизм северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1969. 24 с.
136. *Савочкин Н. Ф.* О вулканотектонических структурах внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Вып. 4. Владивосток, 1971, с. 52—56.
137. *Самыгин С. Г.* О связи девонских вулканов с зоной Чингизского разлома (Восточный Казахстан). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 10, с. 105—115.
138. *Свешникова Е. В.* Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973. 184 с.
139. *Святловский А. Е.* Региональная вулканология. М., Недра, 1975. 224 с.
140. *Серавкин И. Б.* Вулканические постройки и их роль в формировании рудоконтролирующих вулканотектонических структур в Западно-Баймакской рудной зоне. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 108—116.
141. *Серавкин И. Б.* Соотношение первично-вулканических и тектонических структур в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., Наука, 1974, с. 141—148.
142. *Скублов Г. Т.* Особенности распределения химических элементов в коматитических вулканогенных и интрузивных образованиях Каргалинской кольцевой структуры (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. Л., 1974. 25 с.
143. *Скублова Н. В.* Кольцевые морфоструктуры Центрального Казахстана и методика их изучения. — Геоморфология, 1974, № 2, с. 95—101.
144. *Скублов Г. Т., Шарпёнок Л. Н.* Геохимические особенности вулканогенных и интрузивных образований района гор Кызылрай (Центральный Казахстан). — В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 4. Л., 1972, с. 3—13.
145. *Соловьев В. В.* Конфокальные палеоморфоструктуры как отражение глобальных закономерностей тектогенеза. — В кн.: Внутренняя геодинамика. (Краткие тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по внутр. геодинамике 27—30.11.1972). Л., 1972.

146. Соловьев Н. Н., Тютин В. Н. История развития палеовулканизма, структурно-морфологические типы вулканических аппаратов и связь с ними оруденения (на примере одного из районов палеовулканизма). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 116, с. 54—61.

147. Стилмен К. Структура и развитие северного кольцевого комплекса магматической провинции Нуанетси, Южная Родезия. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., Мир, с. 17—33.

148. Страхов Л. Г. Очаговые структуры на юге Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1975, 222, № 1, с. 185—188.

149. Сухов В. И. О двух типах вулкано-тектонических процессов. — В кн.: Проблема палеовулканографии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 93—96.

150. Сычева-Михайлова А. И. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., Недра, 1973. 137 с.

151. Тащичина М. В. Некоторые черты верхнепалеозойского вулканизма Центрального Казахстана. — В кн.: Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Л., 1961, с. 68—70.

152. Тащичина М. В., Семенова-Тяньшанская Е. Р. Верхнепалеозойский вулкан Жантау в Центральном Казахстане. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963; т. 58.

153. Тернер Д. К. Нигерия. — В кн.: Тектоника Африки. Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М., Мир, 1973. 544 с.

154. Толкачева Е. В. Этапы формирования Камчинской вулкано-тектонической депрессии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 210—211.

155. Томкеев С. И. Карбонатиты — их природа и происхождение. — Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, с. 318—327.

156. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., Наука, 1973, с. 49—65.

157. Томсон И. Н., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. В. Кольцевые структуры Земли и Луны (опыт сравнительного планетологического исследования). — Сов. геология, 1968, № 9, с. 73—86.

158. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., Мир, 1964, с. 9—196.

159. Устиев Е. К. Проблемы вулканизма—плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 12, с. 3—30.

160. Фогельман Н. А. Геологическая позиция вулканогенных золоторудных месторождений Центрального Казахстана. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 285—287.

161. Фогельман Н. А. Развитие сводово-глыбовых структур и их роль в размещении эндогенных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1975, с. 74—80.

162. Фремд Г. М. Типизация и генезис палеовулканов и отрицательных вулкано-тектонических структур. — В кн.: Палеовулканы и вулкано-тектонические структуры. Владивосток, 1971, с. 7—25.

163. Фремд Г. М. Металлогеническая специализация вулкано-тектонических структур вулканических поясов и зон северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., Наука, 1973, с. 81—95.

164. Фремд Г. М. Вулкано-тектонические структуры, вулкано-тектонические системы. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 124—133.

165. Фремд Г. М., Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток, 1972. 150 с.

166. Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 161 с.
167. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., Недра, 1971. 548 с.
168. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 512 с.
169. Хибинский щелочной массив / С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Мишаев и др. Л., Недра, 1972. 176 с. (Матер. по геологии и полез. ископаемым северо-запада РСФСР).
170. Холтедаль У. Геология Норвегии. Т. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
171. Шамаянское кольцевое вулканическое сооружение в Южном Приаргунье (Восточное Забайкалье) / Н. С. Соловьев, Н. А. Стропа, Н. Ф. Киселева, И. А. Юрченко. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 9, с. 61—72.
172. Шапочка И. И., Намакитанский В. В. Тектоно-магматический контроль размещения оловорудных проявлений Сихотэ-Алиня по геофизическим данным. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 214—217.
173. Шарпёнок Л. Н. Субвулканическая интрузия монцитонитов Сарыолен. — В кн.: Вопросы магматизма Центрального Казахстана. Л., Недра, 1968, с. 100—118.
174. Шарпёнок Л. Н. О возможном механизме формирования кольцевых структур. — В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1969, с. 51—78.
175. Шарпёнок Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры северо-западной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. Л., 1971. 22 с.
176. Шарпёнок Л. Н. Общие закономерности развития орогенного магматизма Центрального Казахстана и эволюция центрально-кольцевых структур. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 42—47.
177. Шарпёнок Л. Н., Василевский М. М. Джунгаро-Балхашский вулканогенно-рудный пояс. — В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М., Недра, 1977.
178. Шарпёнок Л. Н., Василевский М. М. Каледониды Северного Казахстана и Чингиз-Тарбагатайский вулканогенно-рудный пояс. — Там же, с. 214—222.
179. Шарпёнок Л. Н. и др. К классификации изометричных магматогенных структур. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 5. Изд-во ЛГУ, 1975, с. 78—92.
180. Шарфман В. С. О принципах классификации палеовулканических построек. — В кн.: Петрографические доклады. Изд-во Моск. ун-та, 1971.
181. Шарфман В. С., Костина Р. И. Палеовулканы Южного Урала и вопросы их классификации. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Матер. 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1973, с. 202—204.
182. Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., Недра, 1968. 184 с.
183. Шаякубов Т. Ш., Лапидус С. Я. О некоторых особенностях строения палеозойской вулканоплутонической структуры юго-западных отрогов Гиссара. — В кн.: Геофизические исследования на плато Устюрт и смежных регионах. Нукус, 1974, с. 131—134.
184. Шлейснер С. В., Штейнберг С. Л. Геология и история формирования Судулинской вулканотектонической депрессии (Северный Сихотэ-Алинь). — В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 34—35.
185. Штейнберг Г. С. О взрывном образовании кальдер. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 6, с. 1342—1345.

186. Шерба И. Г. Строение верхнепалеозойского вулкана в горах Сарыоба Центрального Казахстана. — В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964, с. 30—47.
187. Шерба Г. Н., Овраченко Е. Ф., Малькова Р. Н. Молодые (последокембрийские) граниты и грейзены Нигера. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 2, с. 56—66.
188. Щербакова М. Н. Кызылдырская кольцевая структура (Северное Прибалхашье, Центральный Казахстан). — Вестн. МГУ, 1967, № 1, с. 107—114.
189. Эволюция вулканизма в истории Земли. (Труды 1-го Всесоюз. палеовулканол. симпозиума). М., 1974, 448 с.
190. Эрлих Э. Н. Общие черты тектоники вулканических поясов. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 163—164.
191. Этапы развития вулканотектонических структур и размещение относительно этих структур оловянного оруденения (на примере Восточно-Чукотской зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) / А. М. Подольский, В. Ф. Маштак, В. К. Садаков. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 289—290.
192. Яковлев Г. Ф., Старостин В. И. Тектоно-вулканические структуры колчеданосных полей Южного Урала и методы их изучения. — В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., Недра, 1973, с. 105—120.
193. Ярмолюк В. В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск, Наука, 1973. 104 с.
194. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring dykes and cauldron subsidences. — Proc. Roy. Soc. Edinburg, 1935—1936, v. 56, p. 128—157.
195. Anderson E. M. Cone-sheets and ring dykes: the dynamical explanation. — Bull. Volcanol., 1937, ser. 2, v. 1, p. 35.
196. Bailey E. B., Clough C. T., Wright W. B. e. a. The tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. — Mem. Geol. Surv. Scotland, Edinburg, 1924.
197. Bailey E. B., Maufe H. B. The geology of Ben Nevis and Glen Coo. — Mem. Geol. Surv. Scotland, 1916.
198. Bemmelen R. W. van. The volcano-tectonic origin of lake Toba (north Sumatra). — In: IV Mijnbouw en 6-de Jaar, 1939, N 9.
199. Billings M. P. Ring-dykes and their origin. — New York Acad. Sci., 1943, ser. 2, v. 5, p. 131—141.
200. Billings M. P. Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire. — Amer. J. Sci., 1945, v. 243-a, p. 40—68.
201. Billings M. P. The geology of New Hampshire. Pt. IV. Bedrock geology. Concord N. H. State Plan. and Devel. Comm., 1956.
202. Branch C. D. Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. — Bur. Min. Res. Austral. Bul., 1966, N 76, p. 160.
203. Branch C. D. Genesis of magma for acid calc-alkaline volcano-plutonic formations. — Tectonophysics, 1967, v. 4, N 1, p. 83—100.
204. Chapman C. A. Structural control on magmatic central complexes of central New England. Abstr. for 1962. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1963, N 73.
205. Chapman C. A. A comparison of the Maine coastal plutons and the magmatic central complexes of New Hampshire. Stud. Appalach Geol. North and Maritime. New York — London — Sidney — Toronto, 1968. 385 p.

206. *Clough C. T., Maufe H. B., Bailey E. B.* The cauldron-subsidence of Glen-Coc and the associated igneous phenomena.—*Quart. J. Geol. Soc.*, 1909, v. 65, p. 611—658.
207. *Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. J.* The geology of the Nuanetsi Igneous province.—In: *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1965, ser. A, v. 257, N 1078.
208. *Daly R.* *Igneous rocks and the depths of the Earth.* New York—London, 1933. 598 p.
209. *Elston W. E.* Rhyolite ash-flow plateaus, ring dike complexes, calderas, lopoliths and Moon craters.—*Ann. New York Acad. of Sci.*, 1965, v. 123, pt. 2, p. 817—842.
210. *Emelens C. H.* Mineral layering in some granite intrusions of SW Greenland.—*Roc. Roy. Grish Acad.*, 1962, v. 62, p. 6—55.
211. *Esher B. G.* On the formation of caldera's.—In: *Proc. of the IV Pacific sci. congress. V. 2. Java*, 1929, p. 571—589.
212. *Esher B. G.* On a classification of central eruptions according to gas pressure of the magma and viscosity of the lava.—*Leidshe Geol. Mededeel*, 1933, VI, p. 45—58.
213. *Harker A.* The Tertiary igneous rock of Skye.—*Geol. Surv., Engl.*, 1904, mem. 6.
214. *Hills E. S.* Cauldron subsidences, granitic rocks and crustal fracturing in SE Australia.—*Geol. Rundschau*, 1959, Bd. 47, N 2, p. 543—561.
215. *Jacobson R., MacLeod W., Black R.* Ring complexes in the younger granite province of northern Nigeria.—*Geol. Soc. London, Mem.* 1, 1958, v. 1, p. 72.
216. *Kaitaro S.* Geologic structure of the late pre-Cambrian intrusives in the Ava area, Aland Island.—*Bull. Comm. Geol. Finlande*, 1953, N 162, p. 71.
217. *Kloosterman J. B.* Ring structures in the oriente e Massangana granite complexes, Rondonia, Brasil.—*Eugench. miner. e metalurgia*, 1967, v. 45, N 266.
218. *Korn H., Martin H.* The Messum igneous complex in South-West Africa.—*Trans. a. Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1954, v. 57, p. 83—124.
219. *Martin H., Mathias M., Simpson E. S.* The Damaraland subvolcanic ring complexes in South-West Africa.—In: *Reports 21 sess. Int. Geol. Congr. Pt. 13. Copenhagen*, 1960, p. 156—174.
220. *Oen J. S.* The intrusion mechanism of the late-hercinian, posttectonic granite plutons of Northern Portugal.—*Geol. en Mijnbouw*, 1960, v. 39, N 7, p. 257—296.
221. *Oftedahl C.* Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. XII. The lavas.—In: *Skrift Norske Vidensk.-Akad. Oslo, Mat.-Naturv. Kl.*, 1952, v. 3, p. 64.
222. *Oftedahl C.* The cauldrons (Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, XIII).—*Skrift Norske Vidensk.-Akad. Oslo, Mat.-Naturv. Kl.*, 1953, N 3, p. 108.
223. *Oftedahl C.* Magmen-Entstehung nach Lava-Stratigraphie im südlichen Oslo-Gebiete.—*Geol. Rundschau*, 1967, N 57, p. 203—218.
224. *Pitscher W. S.* The Rosses granitic ring complex.—*County Donegal, Eire. Proc. Geol. Ass.*, 1953, v. 64, p. 153—182.
225. *Ramberg H.* Mantle diapirism and its tectonic and magma-genetic consequences.—*Phys. Earth Planet. Interiors*, 1972, v. 5, N 11, p. 45—60.
226. *Reynolds D. L.* Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites.—*Amer. J. Sci.*, 1954, v. 252.
227. *Reynolds D. L.* Calderas and ring complexes.—*Verh. Kon. Nederl. Geol. ser. Mijnbouwk. Gen. Deel*, 1956, 16, p. 355—379.

228. *Richey J. E.* The tertiary ring complex of Slieve Gullion (Ireland). — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1932, v. 88.

229. *Richey J. E.* Some features of tertiary volcanicity in Scotland and Ireland. — *Bull. Volcanol.*, 1937, ser. 2, v. 1, p. 13—14.

230. *Richey J. E., Thomas H. H.* The geology of Ardnamurchan, North-West. Mull and Coll. — *Mem. Geol. Surv. Scotl.*, 1930, 393 p.

231. *Turner D. C.* Ring-structures in the Sara-Fier Young Granite complex, northern Nigeria. — *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 1963, v. 119, pt. 3, p. 345—366.

232. *Turner D. C.* Structure and tectonic setting of the younger granite ring complexes of Nigeria and Southern Niger. Pt. 1. Ring complexes and their component units. — *Savanna*, 1972, 1, N 2, p. 223—236.

233. *Williams H.* Calderas and their origin. — *Bull. Calif. Univ. Dep. Geol. Sci.*, 1941, v. 25, N 6, p. 239—346.

234. *Wright J. B.* Control of mineralization in the older and younger tin fields of Nigeria. — *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 8, p. 915—945.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Введение | 3 |
| Глава I. Значение круговых и кольцевых форм и образованных ими структур в строении земной коры | 7 |
| Глава II. История изучения магматогенных центрально-кольцевых структур | 13 |
| Глава III. Магматогенные центрально-кольцевые структуры <u>складчатых</u> поясов | 29 |
| Принципы классификации | — |
| Необращенные центрально-кольцевые структуры | 39 |
| Обращенные центрально-кольцевые структуры | 45 |
| Сложные системы обращенных центрально-кольцевых структур | 51 |
| Центрально-Токрауская система | 57 |
| Система Улькен-Каракуус | 106 |
| Каргалинская система | 122 |
| Закономерности формирования и размещения центрально-кольцевых структур в пределах орогенных впадин | 144 |
| Общие закономерности проявления магматогенных центрально-кольцевых структур в складчатых поясах и их основные признаки | 153 |
| Глава IV. Магматогенные центрально-кольцевые структуры <u>платформ</u> | 157 |
| Глава V. Связь полезных ископаемых с магматогенными центрально-кольцевыми структурами | 188 |
| Рудоконтролирующая роль глобальных центрально-кольцевых структур | 189 |
| Рудоконтролирующая роль локальных необращенных структур | 193 |
| Рудоконтролирующая роль локальных обращенных структур | 200 |
| Заключение | 209 |
| Список литературы | 218 |

ИБ № 3529

Людмила Николаевна Шарпёнок

МАГМАТОГЕННЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Редактор издательства Л. А. Рейхерт. Переплет художника
А. И. Бородина. Технический редактор А. Б. Ящуржинская.
Корректор М. И. Витис.

Сдано в набор 21.08.78. Подписано в печать 23.02.79. М-25556. Формат
60×90^{1/16}. Бумага тип. № 3. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. 16,26. Тираж 980 экз. Заказ № 2259/260.
Цена 2 р. 70 к. Издательство «Недра».
Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Типография № 2 Ленуприздата. 192104, Ленинград, Литейный пр., 55.

2932