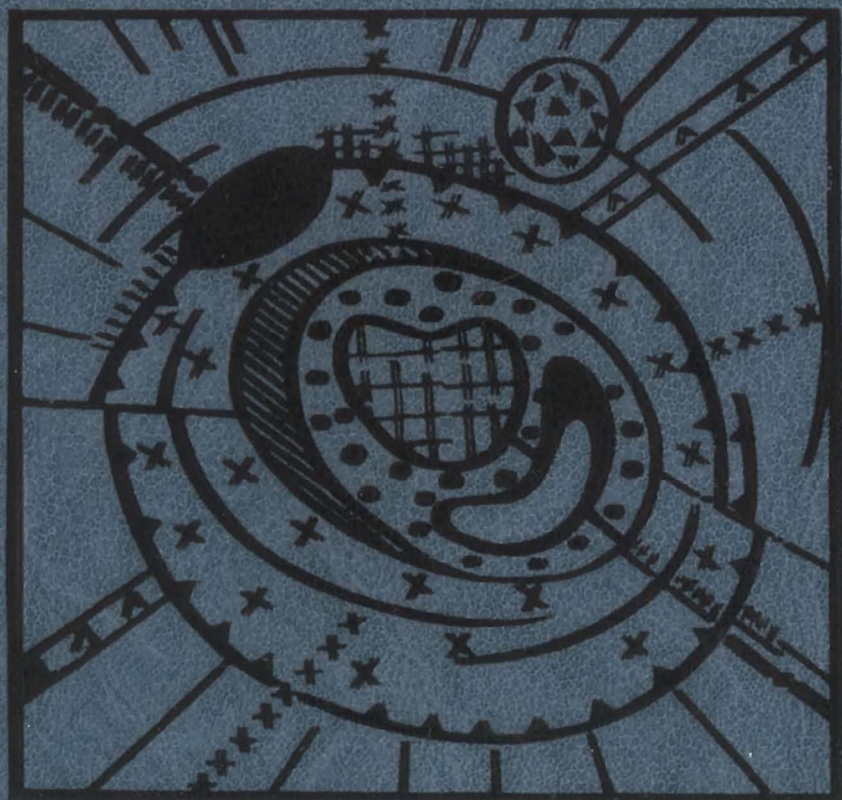


В.А. НЕВСКИЙ, А.А. ФРОЛОВ

# СТРУКТУРЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЬЦЕВОГО ТИПА



Невский В. А., Фролов А. А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. - М.: Недра, 1985.— 247 с., ил.

Охарактеризованы структурно-геологические особенности рудных полей и месторождений, развитых в пределах кольцевых магматических комплексов, представленных интрузивами центрального типа, куполами, штоками, вулканическими жерловинами, эксплозивными телами брекчированных пород, кальдерами проседания, с которыми связаны месторождения фосфора, ниобия, редких земель, алмазов, меди, молибдена и других полезных ископаемых.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций. Табл. 8, ил. 56, список лит. - 50 назв.

Рецензент: В. Е. Бойцов, д-р геол.-минер. наук (Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе)

## ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия во многих рудоносных провинциях мира установлено широкое распространение разнообразных эндогенных рудных месторождений кольцевого типа, считавшихся ранее редкими образованиями.

Возникновение рудоносных кольцевых структур связано с радиальными дислокациями земной коры. Генетическая природа радиальных дислокаций обусловлена различными причинами: 1 — радиальными региональными движениями, 2 — формированием соляных куполов и диапировых складок, 3 — проявлением гидровулканизма, 4 — образованием воронко- и трубообразных карстовых полостей, 5 — падением метеоритов на поверхность Земли, 6 — механической активностью магматических расплавов и вырывающихся из них флюидов, внедряющихся в верхние горизонты земной коры.

С региональными радиальными дислокациями связаны крупные сводовые поднятия площадью в десятки тысяч квадратных километров. Их формирование обусловлено разуплотнением верхней мантии и развитием мантийных диапиров. Такие своды, усложненные кольцевыми структурами второго порядка, определяют континентически-зональное размещение рудных поясов.

Соляные купола и диапировые складки, известные в областях соляной тектоники, формируются в результате медленного гравитационного всплывания горных пород малой плотности. К некоторым из таких структур приурочены рудные месторождения. Гидровулканизм, проявляющийся при формировании грязевых вулканов, известен в молодых нефтеносных областях. Карстовые воронко- и трубообразные полости в карбонатных, галогенных и других отложениях также локализуют отдельные рудные месторождения. В последние десятилетия на земной поверхности выявлено значительное число метеоритных кратеров и астероидов, многие из которых рудоносны.

Наиболее широким распространением в верхней части земной коры пользуются кольцевые структуры, представленные кольцевыми магматическими комплексами, вмещающими эндогенные рудные месторождения. Типы комплексов разнообразны: интрузивы центрального типа, купола и штоки, кальдеры проседания и вулканоплутоны, эксплозивные трубообразные тела брекчированных пород, палеовулканы центрального типа, экструзивные купола. Некоторые исследователи (И. Н. Томсон и др.) называют такие структуры очаговыми. К ним приурочены эндогенные месторождения черных, цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов различного генезиса — собственно магматические, карбонатитовые, скарновые, гидротермальные.

В настоящей книге рассмотрены особенности эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми структурами только последнего генетического типа (обусловленного механической активностью внедряющейся магмы), и те сравнительно редкие случаи, когда локальные радиальные дислокации накладываются на кольцевые разрывы другой генетической природы.

Изучение кольцевых структур представляет наряду с научным большой практический интерес, так как в них локализовано разнотипное оруденение, формирующее нередко крупные и уникальные по масштабам месторождения.

Кольцевым магматическим комплексам посвящены многочисленные публикации, представленные главным образом отдельными статьями. Обобщающие исследования рудоносных кольцевых структур содержатся в книгах В. А. Милашева и В. С. Трофимова (алмазонасные кимберлиты), Е. В. Свешниковой и А. А. Фролова (интрузивы центрального типа), Г. И. Туговика (эксплозивные трубообразные тела брекчированных пород), И. Н. Томсона с соавторами (кольцевые структуры вулканических поясов), Л. И. Шарпенка (магматогенные кольцевые структуры), а также в статье Е. С. Кутейникова и Н. С. Кутейниковой. Некоторые месторождения кольцевого типа очень кратко охарактеризованы в книгах Ф. И. Вольфсона и П. Д. Яковлева, а также Г. Ф. Яковлева.

Нельзя не отметить, что поток новейшей информации о кольцевых рудоносных комплексах нарастает. Геологи все в большем числе случаев стали находить специфические черты кольцевого строения в структуре рудных месторождений или приуроченность последних к кольцевым разрывам. Однако при анализе широко используемых в настоящее время космических снимков следует иметь в виду, что они отражают не только рудоносные структуры, но и такие образования, как синеклизы, антеклизы, брахиантклинали и брахисинклинали, гнейсовые купола, лакколиты и лополиты.

Авторы поставили перед собой задачу дать детальное описание структурно-геологических особенностей всех типов эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми структурами, используя данные последних лет. Особое внимание уделено геолого-тектонической позиции крупных промышленных месторождений.

Интенсивное развитие экономики нашей страны предъявляет все возрастающие требования к развитию отечественной минерально-сырьевой базы. XXVI съезд КПСС выдвинул перед геологами нашей страны задачу всемерного повышения эффективности поисково-разведочных работ. Авторы надеются, что настоящая книга будет способствовать выполнению этой задачи.

## ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

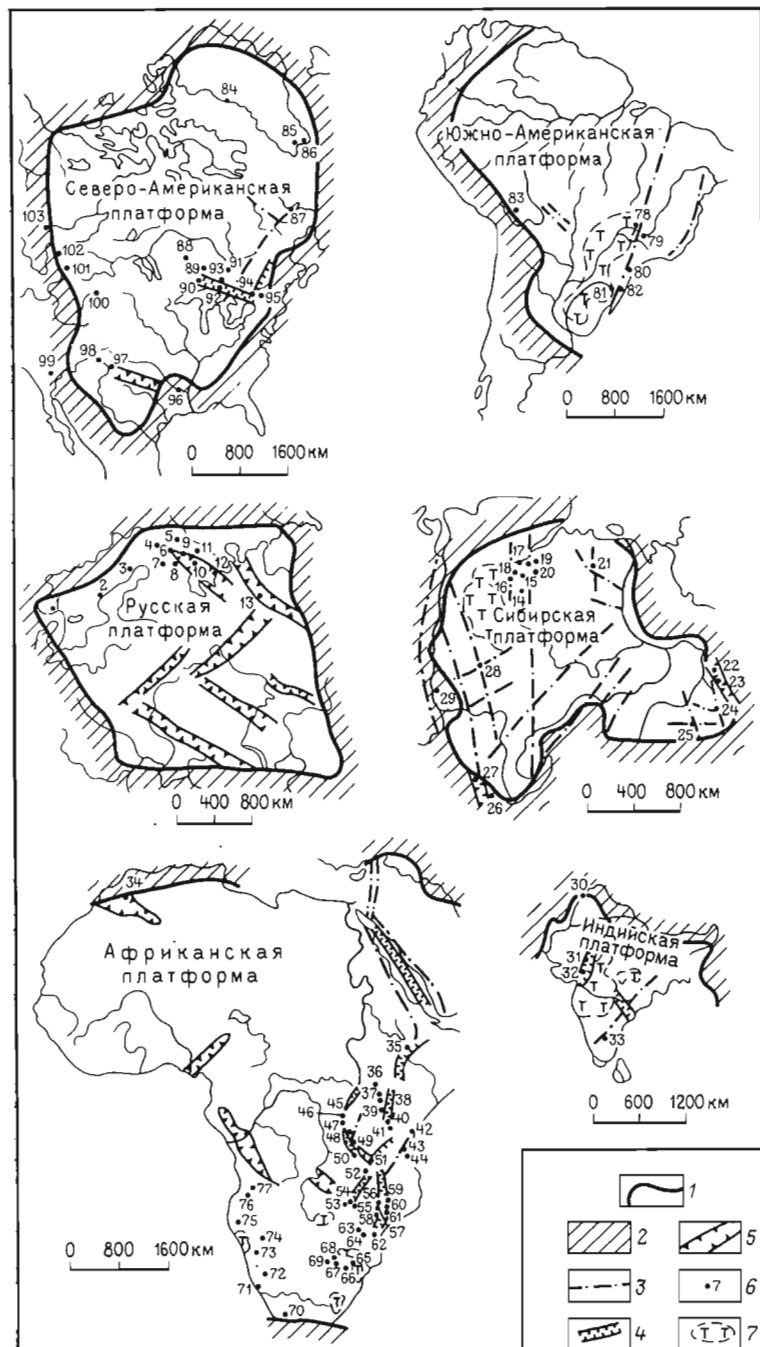
В формировании рудоносных кольцевых магматических комплексов принимают участие интрузивные и вулканические породы ультраосновного, ультраосновного—щелочного, щелочно-основного, основного, щелочного, а также кислого и среднего состава. Они развиты в пределах жестких, консолидированных участков земной коры, к которым относятся щиты, древние платформы, срединные массивы, блоки древних пород в пределах более молодых толщ складчатых поясов, зоны ранней консолидации складчатых поясов, зоны эндо- и экзоконтактов крупных массивов (батолитов, гарполитов) гранитоидов в складчатых поясах, области тектоно-магматической активизации и вулканические пояса.

Таким образом, все известные кольцевые структуры сосредоточены на континентах. Ядра последних, представленные древними платформами, были сформированы в докембрии и в фанерозое последовательно обрастали складчатыми поясами, увеличиваясь в размерах. На контакте разновозрастных складчатых поясов, а также в краевых частях щитов и древних платформ возникали глубинные разломы, к зонам которых во многих случаях приурочены разнообразные рудоносные кольцевые магматические комплексы.

Тектоно-магматическая активизация, особенно интенсивно проявлявшаяся в мезозое и кайнозое, привела к глубокой перестройке земной коры—образовались региональные сводовые поднятия, рифтогенные зоны и авлакогены, играющие важнейшую роль в размещении рудоносных кольцевых магматических комплексов.

**На щитах и древних платформах** локализованы весьма разнообразные рудоносные кольцевые магматические комплексы: массивы центрального типа ультраосновных—щелочных, щелочных, ультраосновных, основных пород и гранитоидов, а также кальдеры, вулканоплутоны и эксплозивные трубообразные тела брекчированных пород. Особенно многочисленны (более 200) массивы ультраосновных—щелочных пород с карбонатитами, почти все они сосредоточены в краевых частях древних платформ (рис. 1).

Массивы центрального типа размещены на платформах весьма неравномерно. Наиболее широко они развиты в пределах рифтов, рифтогенных зон и авлакогенов, которые располагаются не только параллельно краю платформ, но и под острым углом, а иногда даже перпендикулярно; реже массивы приурочены к узлам пересечения глубинных разломов. Весьма показателен в этом отношении меридиональный пояс Восточно-Африканских рифтов, прослеживающийся на 6000 км, в пределах которого известно более 70 массивов ультраосновных—щелочных пород с



карбонатитами. К Кордильерскому рифтообразному поясу приурочены массивы Невадийской провинции Северной Америки. В пределах рифта протяженностью 1200 км, который располагается параллельно краю Канадского щита и перпендикулярно к ограничению Северо-Американской платформы, размещены массивы с карбонатитами Восточно-Канадской провинции. Массивы Восточно-Бразильской провинции группируются вдоль рифтогенного линейного элемента Сан-Франциско северо-северо-восточного простирания. К рифтогенным зонам приурочены и массивы с карбонатитами на Индийской платформе; в Рейнском грабене располагается карбонатитовое месторождение Кайзерштуль (рис. 2).

Карбонатитовые месторождения массивов ультраосновных — щелочных пород Русской и Африканской платформ и юга Северо-Американской платформы расположены в пределах авлакогенов. Характерными примерами рудоносных интрузивов центрального типа щелочных пород, приуроченных к глубинным зонам разломов, могут служить Хибинский и Ловозерский массивы Кольского полуострова, сосредоточенные в рифтоподобной зоне восточно-северо-восточного простирания.

Эксплозивные трубообразные тела брекчированных пород характеризуются весьма своеобразными особенностями размещения. Например, почти все алмазоносные кимберлитовые трубки расположены на древних платформах, однако на Австралийской, Индийской, Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформах они единичны, а массовое развитие получили

Рис. 1. Размещение массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов в пределах древних платформ.

1 — граница докембрийских платформ (по В. Е. Ханину); 2 — складчатые обрамления платформ; 3 — глубинные разломы; 4 — рифтовые зоны; 5 — авлакогены; 6 — массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов; 7 — траппы.

Русская платформа: 1 — Фен, 2 — Стерней, 3 — Альне, 4 — Силингария, 5 — Себель-Яр, 6 — Ковдорский, 7 — Вуориярви, 8 — Ковдозеро, 9 — Африкандский, Лесная Варакка, Озерная Варакка, Салмагора, 10 — Турый мыс, 11 — Контозеро, 12 — Песочный, 13 — Косью.

Сибирская платформа: 14 — Ессей, 15 — Бор-Урх, 16 — Чангит, Атырдык, Романиха, 17 — Гули, 18 — Одихинча, Кугда, 19 — Немакит, 20 — Маган, 21 — Куонамское поле карбонатитовых трубок, 22 — Поворотный, Гек, Воин, 23 — Горноозерский, Хампа, 24 — Инглийский, 25 — Арбарастахский, 26 — Большежидовский, 27 — Верхнесаянский, Нижнесаянский, Большетангинский, 28 — Чадобецкий, 29 — Енисейский.

Индийская платформа: 30 — Кога, 31 — Ниванья, 32 — Амба-Дангар, 33 — Севатур.

Африканская платформа: 34 — Тамазерт, 35 — Бишфуту, 36 — Тороро, 37 — Морото, Напак, Лелекек, Будеда, 38 — Тороро, Сукуллу, Секуллу, 39 — Хома, Рури, Рангва, Гиндерет, Бурру, 40 — Мосоник, Ольдониньо-Ленган, Керимаси, Садиман, Ольдониньо-Дили, Меру, Бурко, Эссимингор, Мондули-Аруша, 41 — Уфиоме, Хананг и Балагидда, 42 — Мрима, 43 — Вигу, Майи-я-Вета, 44 — Лукомберо и Паггани, 45 — Бингу, 46 — Луш, Нирирагонго, 47 — Кавези, 48 — Каронге (?), 49 — Сангу, 50 — Нгуалла, Сонгве, Мусенси, 51 — Мбея, Начендзавая, 52 — Нкомба, 53 — Мквиси, Кешья, 54 — Калуве, Начомба, Мвамбуту, Чазвета, 55 — Неме-гос, 56 — Муамбе, 57 — Чуара, 58 — Чандава, 59 — Маломбе, 60 — Чаумбини, Канганкунде, Палуду, Мтсимукве, Найлува, Каламбо, Капири, Нсенгва, Кадонгоси, Монголове, Чилва, 61 — Тундулу, Нкалонье-Матопон, Бангала, Намаганга, 62 — Ксилуво, Кура, 63 — Дорова, Шавва, 64 — Чизанья, 65 — Палобора, 66 — Шпитцкоп, 67 — Руделлаат, Дерденпурт, Претория-Солт-Пэн, 68 — Гленовер, 69 — Нунтгедахт, Тивривер, Гудини, Крюдфонтейн, 70 — Салпетеркоп, 71 — Чамайз, 72 — Вруккарос, 73 — Ондракоруме, Кальфельд, Осонгомбо, 74 — Окорусу, 75 — Свартбойсдриф, Элембе, 76 — Лонгью, Коола, Чанганга, 77 — Байлундо, Капуйя.

Южно-Американская платформа: 78 — Каталани, 79 — Араша (Баррейро), Тапира, 80 — Серро-те, Итапирапуана, Якупиранга, 81 — Ладжес, 82 — Анитаполис, 83 — Церро-Сапо. Северо-Американская платформа: 84 — Уманак, 85 — Гренкедаль-Ика, Куанит-Тигсалук, Арсук, 86 — Тунгудлиарфик, Квасгисарсук, Игалико, 87 — Айлики, 88 — Шринберт, Биг-Биверхаус, 89 — Чидмен, 90 — Трейри, 91 — Карджилл, Клей-Хоуллс, 92 — Лэкиер, Борден, 93 — Сибрук, 94 — Оттава, 95 — Ока, 96 — Магнет-Ков, 97 — Паудерхорн, 98 — Джем-Парк, Мак-Клур, 99 — Маунтин-Пасс, 100 — Роки-Бой, 101 — Айс-Ривер, 102 — Верити, 103 — Лонни (?).

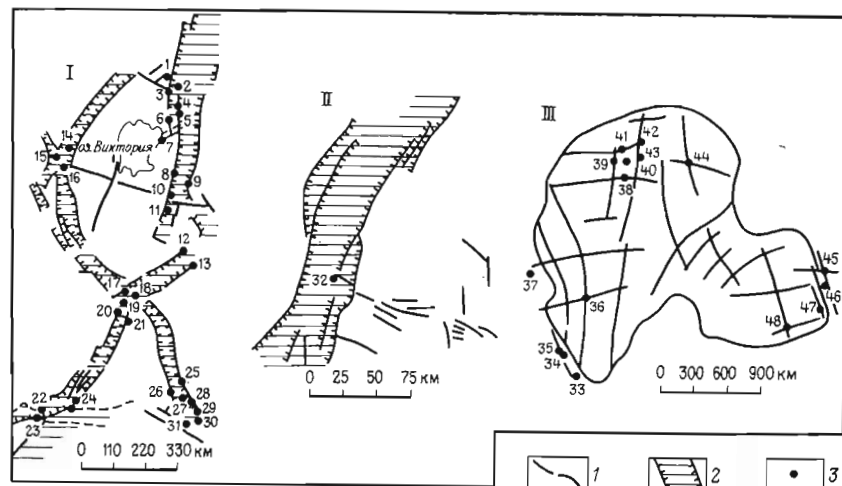


Рис. 2. Схемы размещения рудоносных массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатов в Восточной Африке (I), Рейнском грабене (II) и на Сибирской платформе (III).

1 — разломы, 2 — рифты, 3 — массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатов: 1 — Тороро, 2 — Морото, 3 — Напак, 4 — Кадам, 5 — Секулупу, 6 — Сукулупу, 7 — Рури, 8 — Мосонки, Керимази, 9 — Бурко, 10 — Ессимор, 11 — Хананг и Балангида, 12 — Вигу, 13 — Лихомбере, 14 — Бинту, 15 — Луеше, 16 — Кавези, 17 — Рангве, 18 — Мбея, 19 — Иломба, 20 — Нкумба, 21 — Мнвула, 22 — Мквизи, 23 — Кешья, 24 — Руфунза, 25 — Маломбе, 26 — Канганкунде, 27 — Каломбо, 28 — Чилва, 29 — Тундулу, 30 — Сонгве, 31 — Намаингали, 32 — Кайзерштуль, 33 — Большежидойский, 34 — Нижнесаянский, Верхнесаянский, 35 — Большететинский, 36 — Чадобецкий, 37 — Енисейский, 38 — Ессей, 39 — Чангит, Атырдык, Романиха, Одишча, Кугда, 40 — Бор-Урях, 41 — Гули, 42 — Немакит, 43 — Маган, 44 — Куонамское поле карбонатитовых трубок, 45 — Поворотный, Гек, Воин, 46 — Горноозерский, Хамна, 47 — Ингили, 48 — Арбарастан.

на Северо-Американской, Сибирской и особенно на Африканской платформах [36].

В пределах платформ алмазоносные трубки локализованы в синеклизах, антеклизах и предгорных прогибах, а также в рифтах и рифтоподобных зонах вдоль крупных глубинных разломов и оперяющих разрывов. Формирование их происходило в периоды интенсивной тектонической перестройки земной коры. Например, на Сибирской платформе возникновение разновозрастных кимберлитовых трубок связано с начальными этапами образования Тунгусской и Вилуйской впадин и Приверхоянского прогиба, на Африканской — с образованием впадин Карру, Окованго, Конголезской, Таудени и др. Возраст кимберлитов различен — от докембрийского (Витватерсранд в ЮАР) до четвертичного (Новый Южный Уэльс в Австралии).

По данным В. А. Милашева, в областях проявления кимберлитового вулканизма наблюдается концентрически-зональное размещение различных фаций ультраосновных пород. При этом кимберлиты алмазной субфации слагают центральную зону, вокруг которой располагаются поля совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций; далее к периферии развита зона

кимберлитов пироповой субфации с подчиненным значением пород пикритовой фации; еще дальше от центра размещены породы только пикритовой фации. В кимберлитовых провинциях рифтовых областей, а в некоторых случаях и на окраине платформ центральная зона отсутствует или слабо проявлена, а периферические зоны, наоборот, достигают значительно больших размеров.

Характерно, что кимберлиты алмазной субфации — самые ранние образования и формировались при максимальной температуре и давлении, кимберлиты центральной части зонального ряда моложе, а кимберлиты пироповой субфации — самые молодые и возникли при минимальных значениях термодинамических параметров. Продолжительность формирования каждой отдельно взятой кимберлитовой провинции, определяемая разностью возрастов кимберлитов центральной и периферической частей, достигает 250 млн. лет.

Многочисленные эксплозивные трубообразные тела брекчированных пород с медно-молибденовым оруденением известны в районе оз. Верхнего в Канаде (трубки «Бретон», «Западная», «Восточная», «Южная» и др.), где они располагаются в рифтогенной зоне в краевой части Канадского щита в пределах архейского зеленокаменного пояса. Большинство трубок сосредоточено в зоне контакта пород зеленокаменного пояса с архейскими гнейсами и гранитами и приурочено к узлам пересечения разломов меридионального, северо-западного и северо-восточного простирания.

В юго-восточной краевой части Сибирской платформы в южной зоне Тунгусской синеклизы располагается Ангаро-Илимская железорудная провинция с многочисленными (более 40) скарновыми железорудными магнетитовыми месторождениями. Они приурочены к своеобразным эксплозивным трубообразным телам брекчированных пород, прорывающим осадочную толщу платформенного чехла, и контролируются скрытыми разломами фундамента и узлами их пересечения. Возникновение трубок связано с тектономагматической активизацией Сибирской платформы в пермо-триасовое время.

Месторождения этого типа, пространственно и парагенетически связанные с траппами, не имеют аналогов, хотя траппы известны и на Индийской, и на Северо-Американской, и на Южно-Американской платформах. В этой связи нельзя не отметить, что район Ангаро-Илимской провинции сложен раннепалеозойскими морскими осадками общей мощностью около 3,2 км (район Коршуновского месторождения), из которых примерно 2,7 км — мощность кембрийских отложений с прослоями гипсо-ангидритов и пластов каменной соли мощностью до 600 м. Глубина залегания подошвы солевого комплекса около 2,2 км.

Детальные исследования последних лет [5] доказали, что эксплозивные трубки, к которым приурочены железорудные месторождения, располагаются в гигантских карстовых воронках обрушения. Предполагается, что они возникли за счет выщелачивания пород солевого комплекса в нижней части разреза кембрийских от-

ложений. Таким образом рассматриваемые железорудные месторождения обнаруживают пространственную связь не только с траппами, но и с соленосным комплексом.

Существует и другая трактовка генезиса этих уникальных геологических объектов, предложенная А. А. Пэком, который провел гидродинамический анализ рудовмещающего разреза. На территории развития железорудных трубок под регионально распространенным Усольским силлом залегает толща терригенно-карбонатных отложений с относительно высокими коллекторскими свойствами. Толща гидродинамически изолирована сверху телом силла, снизу — кристаллическим фундаментом платформы. В процессе остывания внедрившегося силла в обводненной толще коллекторов накапливалось избыточное флюидное давление, которое привело к гидроразрыву кристаллизующегося силла и возникновению в надынтрुзивной области трубок взрыва. По мнению А. А. Пэка, дальнейшие события развивались следующим образом:

дренирование трубками взрыва аномально сжатых, перегретых вод подсилловой области;

обогащение пластовых вод железом в связи с его выщелачиванием из подошвы Усольского силла;

превращение минерализованных пластовых вод при прохождении ими вышерасположенной усольской свиты в насыщенные рассолы;

дополнительное обогащение термальных рассолов железом, извлеченным из брекчированных доломитов;

скарнирование внутритрубочных пород и отложение железных руд на более высоких горизонтах трубок.

Кальдеры и вулканоплутоны часто приурочены к сложным узлам пересечения глубинных разломов различных направлений. Так, Мурунский вулканоплутон на Алдане располагается в зоне контакта щита с платформенным чехлом Сибирской платформы и приурочен к узлу пересечения глубинных разломов северо-восточного и субмеридионального простирания. При этом северо-восточный крупный краевой разлом располагается в зоне контакта тектонических блоков с резко различными особенностями внутреннего строения и геологической истории развития, а субмеридиональный трансблоковый разрыв рассекает эти блоки. Позднеюрские кальдеры проседания Центрального Алдана размещаются в узлах пересечения глубинных разломов меридионального, диагонального (северо-восточного и северо-западного) и широтного простирания.

Некоторые **срединные массивы** представляют собой крупнейшие рудоносные провинции. Наиболее ярким примером может служить срединный массив плато Колорадо (США). По данным Ф. Кинга, вдоль восточного контакта массива на границе с Северо-Американской платформой вдоль рифтовой зоны возникла система палеоген-неогеновых грабенов, заполненных кайнозойскими отложениями. Северо-восточная приподнятая часть плато, рифтовая зона и край Северо-Американской платформы пересекает диаго-

нальная (северо-восточная) зона крупных тектонических разрывов трансблокового глубинного разлома. К зоне разлома приурочен магматический пояс с многочисленными палеоген-неогеновыми дайками, штоками субвулканических пород, вулканическими аппаратами центрального типа и эксплозивными трубообразными телами, к которым приурочены различные рудные месторождения (рудный пояс Колорадо). Среди месторождений кольцевого типа здесь известны такие крупнейшие кайнозойские молибденовые месторождения, как Клаймакс, Юред-Гендерсон, месторождение комплексных руд (полиметаллы и вольфрам-молибден-олово) Рэдуэлл Бейсин, золоторудные месторождения рудного поля Крипл-Крик и др.

**Зоны эндо- и экзоконтактов крупных массивов гранитоидов (батолитов, гарполитов)** иногда вмещают рудные поля с эксплозивными трубообразными телами брекчированных пород. В качестве примера можно привести трубки Четкарагайско-Курганского рудного узла (Таласский Алатау), вольфрам-оловянного месторождения Кушенга (Юго-Западное Забайкалье), Актюзского рудного поля (Заилийский Алатау). Нельзя не отметить также, что Актюзское рудное поле размещается в блоке дорифейских кристаллических сланцев среди палеозойских толщ Северного Тянь-Шаня.

**Области тектоно-магматической активизации** характеризуются специфическими особенностями тектоносферы — иной, чем у платформ и геосинклиналей, мощностью коры, свойствами мантии, другой относительной ролью различных слоев коры. Образование их связано с прорывом материала из нижних слоев мантии сквозь дунитовый слой и вышележащий волновод в верхний слой земной коры [1].

В. В. Белоусов выделяет следующие три типа областей тектоно-магматической активизации: 1 — тянь-шаньский (контрастное расчленение территории с чередованием узких поднятий и прогибов). 2 — типа плато (возникновение общего обширного поднятия). 3 — восточноафриканский (формирование крупного линейного сводового поднятия, усложненного узкими грабенами).

В пределах областей тектоно-магматической активизации широко развиты континентальные вулканические пояса, играющие важную роль в размещении рудоносных кольцевых комплексов.

И. Н. Томсон и В. С. Кравченко, детально изучавшие рудоносность континентальных вулканических поясов, выделяют среди них: 1 — линейные, тяготеющие к сейсмофокальным поверхностям; 2 — окраинноматериковые (широкие пояса ступенчатого характера, приуроченные к крупным флексурам близ окраин континента); 3 — рифтогенные, связанные со сводами; 4 — сводообразные вулканические щиты, 5 — вулканические (пояса сквозных валов).

Окраинноматериковые вулканические пояса широко распространены по периферии Тихоокеанского бассейна. К ним, в частности, относится палеозойский Восточно-Австралийский вулканический пояс. В его пределах известно золото-медное месторождение Маунт-Морган, приуроченное к эксплозивной трубке, а также мно-

гочисленные оловоносные кварц-хлоритовые трубки рудного района Гербертон — Маунт-Гарнет.

В Мексике с третичным вулканическим поясом Западной Сиера-Мадре связаны эксплозивные трубки, несущие медное оруденение. В более сложном окраинноматериковом Андийском вулканическом поясе сосредоточены медные месторождения типа Бладен (Чили), серебросодержащее полиметаллическое месторождение Серро-де-Паско (Перу), оловянные и олово-серебряные месторождения Боливии и др.

Широко распространены внутриконтинентальные вулканические пояса. К числу их относятся линейные рифтогенные своды. Примером могут служить позднемезозойско-кайнозойский пояс Восточной Африки и меридиональный пояс Рейнского грабена, где известно карбонатитовое месторождение Кайзерштуль (ФРГ).

Представляют интерес так называемые сводообразные вулканические щиты (или провинции типа плато). К этому типу принадлежит детально изученное позднепалеозойское Чаткало-Курамское сводовое поднятие в Средней Азии, расположенное в пределах Бельтау-Кураминского вулканического пояса. Различные породы фундамента здесь несогласно перекрыты вулканическим щитом [27, 29]. Нижняя часть его разреза сложена средне-позднекарбовыми вулканитами среднего и кислого состава, а верхняя — раннепермскими трахиандезитами, липаритами и трахилипаритами.

В пределах свода известны медные, полиметаллические, вольфрамовые, кварцеворудные, флюоритовые и редкометальные месторождения. В их размещении установлена концентрическая зональность, осложненная линейными рудоносными зонами вдоль тектонических разломов глубокого заложения. На крыльях свода прослеживается полукольцевая зона, образованная серией кальдер проседания и вулканотектонических депрессий с висмутовым, флюоритовым, полиметаллическим и редкометальным оруденением.

Примером активизированных областей типа плато может служить и Невадийский свод (США). Здесь, по данным В. Бербанка, Р. Людке и Д. Шаве, к восточной части Невадийского поднятия приурочен бериллиево-флюоритовый рудный район Спер-Маунтин с крупнейшими бериллиевыми месторождениями. В этом районе дугообразный выступ докембрийских и раннепалеозойских пород окаймлен полями третичных вулканитов, местами перекрытых четвертичными отложениями. Бериллиевые месторождения размещены в туфах в пределах кальдер и их экзоконтактовых областях.

Обширные районы востока и сопредельных территорий, включая юго-восток Сибирской платформы и консолидированные складчатые пояса, представляют собой области мезозойской тектономагматической активизации площадного типа (типа плато). По данным И. Н. Томсона и др. конкретными структурными формами проявления активизации здесь являются овальные и изометричные в плане сводовые поднятия и прогибы различного масштаба [29], на фоне которых позже формировались линейные, а иногда и по-

лукольцевые наложенные прогибы и накапливались сначала континентальные вулканогенно-обломочные формации с субвулканическими магматическими телами различного состава, а позже — угленосные континентальные отложения с небольшими телами сложного состава основных — щелочных пород.

Примерами эндогенных месторождений кольцевого типа, приуроченных к континентальным вулканическим поясам областей тектономагматической активизации, могут служить оловянные месторождения в эксплозивных трубообразных телах брекчированных пород в пределах Хингано-Баджальского вулканического пояса в Буреинском кристаллическом массиве (Хинганское, Олонойское, Джалиндинское). В этом же массиве известны редкометальные месторождения, приуроченные к кальдерам проседания (кальдеры Каменушенская, Таланджинская). В Восточной Монголии в зоне Монголо-Приаргунского вулканического пояса выявлено медно-свинцово-цинковое Уланское месторождение, локализованное в эксплозивном трубообразном теле. Имеются рудоносные кальдеры проседания с редкометальным оруденением в зоне Приаргунского вулканического пояса.

Краевые внутриконтинентальные вулканические пояса известны в зонах сочленения областей разновозрастной складчатости. К этому типу принадлежит Центральнo-Казахстанский вулканический пояс в зоне контакта герцинид и каледонид, в пределах которого известны кальдеры проседания и неки с редкометальным оруденением. В Тургайском прогибе Западного Казахстана прослеживается Валериановская зона с кальдерами проседания и некками со скарново-магнетитовым оруденением (Каچارское и другие месторождения). В Балхашско-Илийском вулканическом поясе Южного Казахстана на площади месторождения Коксай выявлены эксплозивные трубообразные тела брекчированных пород с медно-молибденовым оруденением.

Формирование месторождений в кольцевых структурах началось в протоплатформенную стадию развития земной коры во время беломорского и карельского металлогенических этапов докембрия, а также в гренвилльский новогееосинклинальный этап [33]. В этот период образовались карбонатиты (Палабора в Южной Африке — 2300 млн. лет), ряд редкометально-молибденовых месторождений (1670 млн. лет), щелочной редкометальный комплекс Илимауссак в Гренландии (1180 млн. лет) и медно-молибденовые месторождения района оз. Верхнего в Канаде (1078 млн. лет). Широкое распространение кольцевые рудоносные комплексы имели в каледонский и герцинский этапы (Фен в Норвегии, карбонатитовые массивы Восточной Сибири, кимберлитовые трубки Африки и Сибири). В киммерийский и альпийский этапы они получили максимальное развитие. В это время были сформированы многочисленные кимберлитовые трубки, карбонатитовые и медно-порфировые месторождения, купола и штоки с молибденовым, вольфрамовым и оловянным оруденением.

Следует подчеркнуть, что в общем историческом развитии земной коры, как отмечает В. И. Смирнов, генетические группы эндогенных месторождений в соответствии с устойчивым характером магматизма не испытывали изменений, они не вымирали и не заменялись новыми. С таким выводом, безусловно, нельзя не согласиться. В то же время при сопоставлении особенностей минерализации молодых и древних месторождений единого генетического типа невозможно не заметить и существенных различий.

Например, докембрийские и раннепалеозойские массивы ультраосновных—щелочных пород с карбонатитами сложены главным образом ультрабазитами, в некоторых случаях ультраосновными—щелочными сериями пород. Карбонатиты в них представлены сравнительно мелкими телами (Палабора, Арбарастахский, Альне, Инагли, Ковдорский, Фен, Гленовер и др.). Особенно выделяется меденосный массив Палабора, не имеющий аналогов в более молодых карбонатитовых месторождениях. В отличие от древних, массивы средне-позднепалеозойские и мезо-кайнозойские, приуроченные к типичным рифтовым поясам и зонам, представлены интенсивно дифференцированными комплексами пород, включая щелочные и нефелиновые сиениты, и содержат, как правило, крупные обычно штокообразные тела карбонатитов. В них наряду с железом и фосфором часто присутствуют ниобий, тантал, уран, торий, редкие земли, стронций и барий (большинство рудных объектов Африки, Северной и Южной Америки и др.). Массивы щелочных пород Хибинский и Ловозерский, возникшие в герцинский этап, также не имеют аналогов более молодого возраста.

Обращает на себя внимание обилие крупных, а иногда и уникальных (Клаймакс, Юред-Гендерсон и др.) эндогенных месторождений кольцевого типа позднемезозойского и альпийского возраста, возникших в областях тектоно-магматической активизации (карбонатитовые месторождения в пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны, Рэдуэл, Бейсин, Браден, Серро-де-Паско). Для таких месторождений часто характерна значительная протяженность оруденения на глубину (до 1,5 км и более), указывающая на большую геотермическую ступень в процессе их формирования.

Особенности строения месторождений определяются специфическими геологическими условиями их формирования. К концу мезозоя и в кайнозой земная кора в областях их развития достигла высокой консолидированности и жесткости. В этих условиях, под воздействием региональных тектонических усилий молодые заложенные ранее глубинные разломы наращивались на глубину и, видимо, достигли подкоровых областей.

Характерно также, что в зонах активизации месторождения приурочены, как правило, к узлам пересечения глубинных разломов. Обычно здесь сочетаются продольные краевые разломы (вдоль контакта крупных тектонических блоков с резко различным геологическим строением и геологической историей развития) и диагональные, либо поперечные по отношению к ним (трансбло-

ковые). Примером может служить восточный контакт плато Колорадо, осложненный продольной меридиональной рифтовой зоной и секущим ее разломом северо-восточного простирания, вдоль которого возник уникальный по своей рудоносности Колорадский рудный пояс.

Из подкоровых областей по ослабленным высокопроницаемым зонам в узлах пересечения глубинных разломов к поверхности устремлялись тепловые потоки и флюиды, под воздействием которых в пределах земной коры возникали многоярусные магматические очаги. Длительное, многоимпульсное воздействие тепловых потоков и флюидов на возникшие магматические очаги создавало благоприятные условия для развития процессов интенсивной дифференциации магмы и формирования крупных месторождений.

Нельзя не отметить также исключительно высокую рудоносность зон тектоно-магматической активизации типа плато. Примерами их служит Чаткало-Кураминское сводовое поднятие, Невадийский свод в центральной части штата Юта (США) и область мезозойской активизации Восточной Сибири.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Приуроченность месторождений, связанных с кольцевыми магматическими комплексами, к жестким, консолидированным блокам земной коры определяет основные их структурно-геологические особенности и прежде всего ведущую роль в их строении разно-масштабных линейных тектонических и кольцевых разрывов в различных сочетаниях.

Для большинства кольцевых магматических комплексов характерна цилиндрическая и субцилиндрическая форма, чаще с уменьшением площади поперечного сечения с глубиной (табл. 1). Внутреннее их строение неоднородно. Наиболее простое строение имеют жерловины («некки»), экструзивные и интрузивные купола и штоки, а также эксплозивные трубки. Более сложное строение характерно для вулканов центрального типа и особенно для интрузивов центрального типа и кальдер проседания.

Экструзивные купола и жерловины выполнены, как правило, вулканитами кислого и среднего состава и пересекаются крутопадающими рудными жилами (Потоси, Беница, Нагиаг и др.). Интрузивные купола и штоки, сложенные гранитоидами, часто локализируют системы мелких рудоносных прожилков радиальной и концентрической ориентировки, создающие рудные тела штокер-кового типа.

Эксплозивные трубки, обычно нацело заполненные разновозрастной брекчией, нередко бывают прорваны мелкими субвулканическими магматическими телами и дайками разнообразной формы. В некоторых эксплозивных образованиях вся трубка представляет собой рудное тело (кимберлиты, Коршуновское железо-

Таблица I

## Морфология и механизм формирования кольцевых магматических комплексов

| Тип комплекса                             |                  | Форма                                      | Внешнее ограничение                | Механизм формирования                                                          |
|-------------------------------------------|------------------|--------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|
| Интрузивы центрального типа               |                  | Субцилиндрическая (с глубиной сужается)    | Кольцевой субцилиндрический разлом | Давление магмы (снизу вверх)                                                   |
| Интрузивные купола и штоки                |                  | Субцилиндрическая (с глубиной расширяется) | Отсутствует                        | Механизм магматического диапира                                                |
| Кальдеры                                  | покровные        |                                            |                                    | Обрушение кольцевого блока                                                     |
|                                           | вулканокупольные | Цилиндрическая                             | Кольцевой цилиндрический разлом    | Начало — давление магмы (снизу вверх); завершение — обрушение кольцевого блока |
| Эксплозивные трубки и жерловины («некки») |                  | Субцилиндрическая                          | Кольцевой субцилиндрический разлом | Прорыв магмы или флюидов к поверхности                                         |
| Вулканы центрального типа                 |                  | Конус вершиной вверх (или вниз)            | Отсутствует                        | Излияние лавы и пирокластов из жерла                                           |
| Экструзивные купола                       |                  | Конус вершиной вниз                        |                                    | Выдавливание кислой магмы в верхние горизонты земной коры                      |

рудное месторождение и др.). Широко распространены трубки с кольцевыми и дуговидными субцилиндрическими и коническими рудными телами (Браден, Ла-Колорадо, Серро-де-Паско), которые иногда в виде линейных жил, неправильной формы апофиз и субгоризонтальных залежей выходят в экзоконтакт трубок. Известны также неправильной формы штокверковые (Хинганское месторождение) и метасоматические (Актюзское месторождение) рудные тела.

Вулканы центрального типа сложены наклонно залегающими, переслаивающимися покровами вулканитов различного типа и пересекаются крутопадающими рудными жилами. В вулканах, сложенных покровами ультраосновного—щелочного состава, известны крутопадающие столбообразные (цилиндрические), а также кольцевые и дуговидные конические центриклинальные рудные тела.

Субцилиндрические образования интрузивов центрального типа сложены полукольцевыми цилиндрическими и коническими телами ультраосновных—щелочных, щелочных, ультраосновных и основных пород, а также гранитоидов. Среди них размещаются согласные и секущие рудные тела, контролируемые как кольцевыми и дуговидными, так и линейными тектоническими разрывами.

Кальдеры покровного типа выполнены субгоризонтально залегающими покровами вулканогенных пород от основного—среднего до кислого состава, переслаивающимися с подчиненными терригенными прослоями и прорванными погребенными вулканами центрального типа и уплощенными экструзивными куполами. Месторождения здесь локализуются в зонах пересечения веерообразного расщепления тектонических разломов с экранирующими горизонтами; в крутопадающих пластиновидных блоках, ограниченных параллельными тектоническими разломами; в маломощных горизонтах высокопористых и трещиноватых терригенных пород, экранированных в подошве и кровле; в вулканах центрального типа; вдоль крупных трещин скалывания (с жильными и жилообразными рудными телами).

Вулканокупольные кальдеры представлены крупным экструзивным куполом вулканических пород кислого состава, ограниченным кольцевым цилиндрическим разломом и частично крупными тектоническими разрывами. В зоне пересечения кольцевого разлома с тектоническими основной купол прорван серией мелких экструзивных куполов того же состава.

В пределах кальдеры месторождения, сформированные после внедрения региональных даек основного и кислого состава, сосредоточены в пределах поздних экструзивных куполов. Рудные тела в них представлены крутопадающими рудными зонами, столбами, пологозалегающими залежами штокверкового типа, контролируются как дуговидными, так и тектоническими разрывами и размещаются в корневых зонах вулканических и субвулканических тел.

Как видно из описания, разломы и трещины различной генетической природы — важнейшие структурные элементы кольцевых магматических комплексов и связанных с ними месторождений.

## РАЗЛОМЫ

Положение рассматриваемых кольцевых магматических комплексов в зонах тектонических разломов в значительной мере определяет особенности их морфологии, условий залегания и внутреннего строения. В формировании кольцевых комплексов ведущая роль принадлежит, как правило, кольцевым разрывам и их различным сочетаниям с тектоническими разрывными нарушениями высшего порядка.

**Тектонические разломы** представляют собой узкие протяженные линейные зоны, которые в зависимости от масштаба прослеживаются по простиранию от многих сотен метров до первых тысяч

километров (планетарные глубинные разломы). Протяженность их на глубину также различна: мелкие складчатые разломы нередко затухают на глубине 1—1,5 км; глубинные разломы складчатых областей в большинстве случаев не выходят за пределы земной коры; глубинные разломы древних платформ и щитов часто проникают в подкоровую область на многие десятки (возможно, сотни) километров.

Среди крупных глубинных разломов, прослеживающихся на протяжении многих сотен, а иногда и тысяч километров и уходящих на большие глубины в подкоровую область, особый интерес представляют разломы рифтовых и рифтоподобных зон, характеризующихся условиями максимального растяжения земной коры. Они обычно представлены системой сближенных сбросов, в пределах которой опущенные блоки разбиты многочисленными часто параллельными разломами с образованием клавиатуры небольших грабенов и горстов. Узлы сопряжения и пересечения глубинных разломов в ряде случаев определяют позицию отдельных рудных полей, а иногда и крупных рудных провинций. К ним часто приурочены массивы центрального типа ультраосновных—щелочных пород с карбонатитовыми месторождениями и ряд других месторождений.

В рудоносных провинциях среди глубинных разломов выделяются: 1 — краевые, 2 — трансблоковые, 3 — межблоковые. Первые располагаются по контакту тектонических блоков с резко различными особенностями внутреннего строения и геологической истории развития. В складчатых областях краевые разломы чаще всего размещаются в зонах перехода от интрагеоантиклиналей к интрагеосинклиналям, в областях активизации — по краям линейных наложенных впадин или в зоне перехода сводовых поднятий к окаймляющим их прогибам. Трансблоковые разломы размещаются вкрест простирания или диагонально по отношению к краевым и обычно пересекают несколько обособленных тектонических блоков. Межблоковые разломы расчленяют блоки первого порядка на более мелкие. В рудоносных провинциях крупные рудные поля и отдельные месторождения в большинстве случаев приурочены к сложным узлам пересечения краевых, трансблоковых и межблоковых разломов.

Нельзя не отметить, что на протяжении длительной геологической истории глубина разломов может существенно меняться. Так, установлено, что по мере консолидации конкретного участка земной коры глубина разломов увеличивается. Примером может служить Северный Тянь-Шань, на площади которого в каледонскую орогению и в позднем палеозое глубинные разломы контролировали в основном гранитоидный магматизм, а в период неоген-раннечетвертичной тектоно-магматической активизации — щелочно-основной (дайки мончикитов, камптонитов, покровы пикритов).

Другим примером такого рода может служить Алданский щит. В период его мезозойской тектоно-магматической активизации выделяются три этапа: 1 — ранний (дораннеюрский), представлен-

ный кислыми лавами типа кварцевых порфиров, липаритовых порфиров, трахилпаритов, кварцевых трахитов, фельзитов и других пород; 2 — средний (среднеюрский), этап формирования сложного и многообразного комплекса щелочноземельных и субщелочных пород; 3 — поздний (позднеюрский—раннемеловой), представленный комплексом щелочных пород кислого и основного состава (щелочные базальтоиды и габброиды). Иногда в ранний период развития глубинный разлом достигает подкоровых глубин, позже проявляется как внутрикоровый разрыв, а на более поздних стадиях опять уходит в подкоровую область.

Мощность зон разломов, как известно, меняется от долей метра (мелкие разломы) до 15 км и более (глубинные разломы). В пределах линейных зон разломов выделяется серия крупных тектонических швов, окаймленных полосами интенсивно деформированных пород. Около них располагаются сопряженные с ними параллельные или субпараллельные второстепенные тектонические швы. Интенсивно деформированные породы вдоль швов представлены тектонической глиной, милонитами, катаклазитами, брекчийей; здесь развиты зоны сгущения мелких трещин, рассланцевания, бластомилонитов, бластокатаклазитов и зоны смятия.

Поверхность главного тектонического шва разломов, по М. В. Гзовскому, обычно извилистая и волнистая как по простиранию, так и по падению. В местах искривления тектонического шва развиваются крупные оперяющие разрывы, более мелкие оперяющие трещины тесно связаны с сопряженными нарушениями. На флангах по простиранию разломы или их кулисы нередко оканчиваются веерообразным расщеплением с образованием своеобразной структуры, получившей название «конского хвоста». Для разломов, затухающих к поверхности, такое расщепление возможно и по восстанию. В этом случае, как показала Е. А. Радкевич, разлом на поверхности бывает представлен зоной сгущения крупных параллельных и субпараллельных трещин.

Внутреннее строение разломов в общем достаточно сложное. Одни из них на всем протяжении представлены единым (главным) тектоническим швом с оперяющими и сопряженными с ним разрывами, другие характеризуются серией относительно коротких кулисно размещенных швов, нередко с веерообразным расщеплением на флангах. Около каждого такого шва располагаются свои сопряженные и оперяющие их разрывы. М. В. Гзовский назвал разломы первого типа сосредоточенными, а второго — рассеянными.

В рудных полях и месторождениях, особенно приуроченных к кальдерам проседания, обычно встречаются разломы сквозные, отчетливо проявленные и в фундаменте, и в перекрывающих его толщах, а также скрытые разломы фундамента и в некоторых случаях бескорневые, проявленные только в верхнем структурном этаже. В гетерогенных вулканогенно-осадочных толщах широкое развитие получили пластовые разломы, которые в процессе рудообразования играли роль экранирующих поверхностей.

Масштабы разломов, которые определяют положение кольцевых магматических комплексов, оказывают существенное влияние на их общую морфологию. Установлено, например, что массивы центрального типа ультраосновных—щелочных пород с карбонатитовыми месторождениями, приуроченные к узлам пересечения сравнительно небольших разломов, оперяющих крупные региональные разрывы, обычно имеют изометричную в плане форму [41]. Их внутреннее строение также определяется кольцевыми и дуговидными разломами и крупными трещинами (массив Большая Тагна в Восточном Саяне). Наоборот, массивы, непосредственно приуроченные к крупным разломам (массив Средняя Зима в Восточном Саяне), имеют в плане сильно удлиненную линзовидную форму; их внутреннее строение также целиком определяется тектоническими разрывами.

**Кольцевые разломы** — важнейшие структурные элементы кольцевых магматических комплексов. Они образуются под воздействием не региональных тектонических, а локальных радиальных (инъективных) дислокаций, возникающих в результате механического воздействия на вмещающие породы внедряющейся в верхние горизонты земной коры магмы и вырывающихся из нее флюидов.

К кольцевым разломам относятся собственно кольцевые, полукольцевые и дуговидные цилиндрические и конические центриклинальные и периклиналильные разрывы.

Масштабы кольцевых разломов, определяемые диаметрами интрузивов, вулканоплутонизмов и вулканов центрального типа, куполов, штоков и других магматических тел, меняются от первых сотен метров до нескольких десятков километров; глубина — от 400 м (многие трубообразные тела брекчированных пород, связанные с гранитоидами) до 10 км и более (интрузивы центрального типа ультраосновных—щелочных пород с карбонатитами).

Внутреннее строение кольцевых разломов различных типов неоднородно. Наиболее часто они маркируются кольцевыми и дуговидными дайками, реже рудными телами, а наиболее крупные разломы — дайковыми поясами. Примером может служить Краевой конический центриклинальный разлом, определяющий внешние контуры Ишимского вулканоплутона в Северном Казахстане. К нему приурочен мощный дайковый пояс, в поперечном сечении которого отмечается от 14 до 20 даек различного состава (мощностью от десятков сантиметров до 11 м), характеризующих все стадии формирования вулканоплутона. Мощность маркирующих даек меняется от первых десятков сантиметров до сотен метров. В одних случаях дайки имеют «приваренные» интрузивные контакты, в других — окаймляются оторочками тектонической глины, милонитами, брекчией и зоной сгущения мелких трещин различной мощности.

Широко распространены кольцевые и дуговидные разломы сложного внутреннего строения с серией параллельных и субпараллельных швов, сопровождаемые полосами интенсивно деформи-

рованных пород. Суммарная их мощность нередко достигает многих десятков метров. В качестве примера можно назвать некоторые крупные конические центриклинальные разломы Кызыл-Омпульского интрузива центрального типа в Северном Тянь-Шане, в поперечном сечении которых суммарная мощность милонитов и тектонической глины, по данным В. А. Невского, достигает многих десятков метров.

По сравнению с тектоническими, особенно глубинными разломами, кольцевые разломы имеют относительно короткую геологическую историю развития, всегда тесно связанную с историей формирования кольцевых магматических комплексов. Даже для сложных, многофазных кольцевых магматических комплексов она, по видимому, не превышает нескольких десятков миллионов лет. Так, по данным определения абсолютного возраста, длительность истории формирования сложного Мурунского щелочного вулканоплутона на Алдане составляет около 40 млн. лет, мезозойских кольцевых магматических комплексов ультраосновных—щелочных пород с карбонатитами в Восточной Африке — не более 50 млн. лет [41]. Видимо, для относительно простых магматических комплексов период формирования значительно короче.

Детальное структурно-геологическое изучение кольцевых магматических комплексов и связанных с ними кольцевых разломов показывает, что геологическая история их развития нередко обусловлена не только локальными радиальными дислокациями, но и наложенными региональными тектоническими. Кольцевые и дуговидные разломы Кызыл-Омпульского плутона в Северном Тянь-Шане формировались под воздействием локальных радиальных дислокаций в течение позднего карбона—поздней перми. На протяжении всего мезозоя и третичного периода они не проявляли какой-либо активности. В период мощной неоген-четвертичной активизации всего Северного Тянь-Шаня крупные конические центриклинальные разломы плутона были активизированы, и по ним проявились подвижки с амплитудой перемещения в сотни метров. Таким образом, общая история формирования этих кольцевых разломов насчитывает около 285 млн. лет. В то же время в этой истории выделяются два принципиально различных этапа: первый — относительно короткий, связанный с локальными радиальными дислокациями, и второй — обусловленный наложением региональных тектонических деформаций.

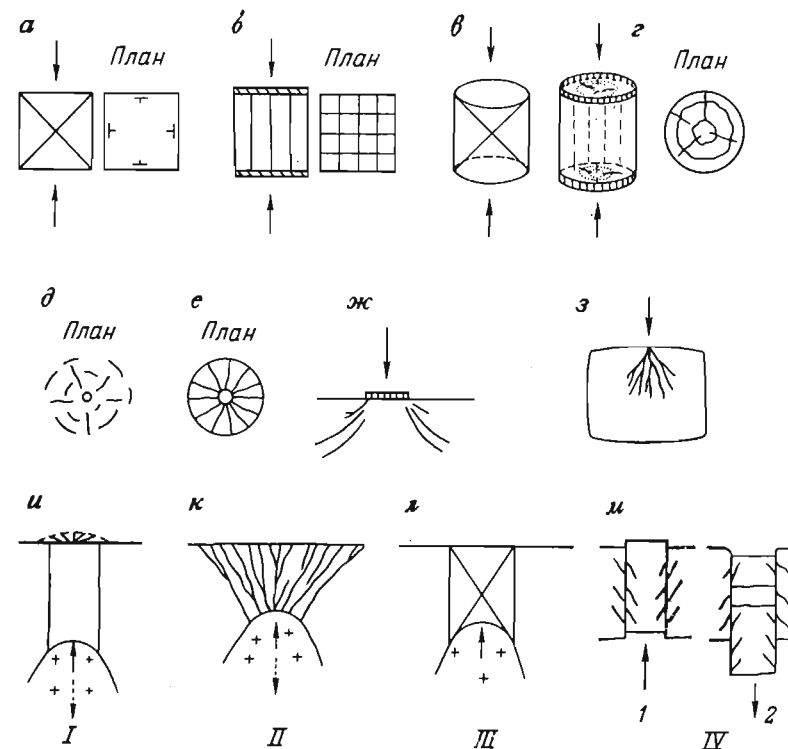
В процессе тектонической активизации кольцевые разломы могут подновиться на всем протяжении, но чаще всего активизируются лишь зоны пересечения кольцевых разломов тектоническими на интервале протяженностью в первые сотни метров. Зоны пересечения разломов имеют сложное строение, суммарная мощность полос интенсивно деформированных пород достигает многих десятков метров. С удалением от секущего тектонического нарушения внутреннее строение кольцевых разломов постепенно упрощается.

Краевые кольцевые разломы обычно определяют общую морфологию кольцевых магматических комплексов и условия их залегания. Особенно ярко проявляется их влияние на форму горизонтального сечения рассматриваемых структур, которые в плане часто имеют изометрические округлые, овальные, эллипсоидальные, грушевидные, почковидные, подковообразные и серповидные очертания. Важна роль кольцевых разрывов во внутреннем строении интрузивов и вулканоплутонов центрального типа и кальдер проседания. Часто они определяют морфологию рудных тел, представленных кольцевыми и дуговидными жилами, телами столбообразной и общей конусовидной формы (месторождения Браден, Серро-де-Паско, Коунрад и многие другие).

До последнего времени наиболее популярны среди геологов были представления Е. Андерсена. По его мнению, конические разрывы возникают при активном механическом воздействии магматических расплавов, направленном снизу вверх, а цилиндрические — при котлообразных оседаниях, связанных со снижением давления в магматическом очаге. С такими представлениями о формировании цилиндрических разрывов, безусловно, нельзя согласиться, поскольку в широко распространенных трубках взрыва цилиндрической формы отсутствуют конические разрывы, а во внутренних кольцевых цилиндрических образованиях нет каких-либо признаков проседания. Их возникновение связано с газовыми взрывами и, следовательно, с активным силовым воздействием, направленным снизу вверх.

Для всех областей широкого распространения кольцевых разрывов характерны проявления глыбовой тектоники и интенсивное развитие глубинных разломов. Зоны приоткрывания разломов, узлы пересечения и сопряжения были магмовыводящими каналами

Для решения вопроса о механизме формирования кольцевых разрывов важное значение имеют современные экспериментальные данные. Известно, что при одноосном сжатии кубика горных пород разрушение его происходит путем образования двух систем сопряженных трещин скалывания, образующих четырехгранную пирамиду (рис. 3, а). Если ту же деформацию кубика осуществлять с пластичными свинцовыми прокладками на торцевых поверхностях образца (рис. 3, б), то возникают продольные трещины отры-



$a$  — одноосное сжатие кубика горной породы;  $\bar{a}$  — то же, со свинцовыми прокладками;  $b$  — одноосное сжатие образца породы цилиндрической формы;  $\bar{b}$  — то же, со свинцовыми прокладками;  $\theta$  — пулевой пробой в стекле;  $r$  — радиальная трещина в цилиндрическом образце мрамора после вдавливания цилиндрического штампа;  $j$  — конические трещины при разрывах в керне горных пород, возникшие при вдавливании цилиндрического плоского лопаточного пуансона;  $k$  — веревые трещины отрыва, возникшие от ударов в торцевую часть стекол;  $m$  — механизм формирования цилиндрических разрывов;  $K$  — то же, конических центричных;  $L$  — то же, конических центральных и периклиальных;  $M$  — образование оперяющих трещин отрыва при смещении по кольцевым разломам типа горста ( $I$ ) и грабена ( $II$ ).

I—IV — возможные механизмы формирования кольцевых разрывов

ва, параллельные граням куба, которые расчленяют весь образец на серию четырехгранных призм. В земной коре роль пластичных прокладок нередко играют мощные оторочки тектонической глинки и милонитов, а также прослои пластичных пород по контактам с более хрупкими и магматические расплавы.

На ориентировку трещин при экспериментах существенное влияние оказывает форма деформируемых образцов горных пород. Поэтому при одноосном сжатии образца цилиндрической формы разрушение его обусловлено образованием конических трещин скалывания (рис. 3, в). Совершенно по-иному при той же деформации будет разрушаться цилиндрический образец горных пород с пластичными (свинцовыми) прокладками на торцевых поверхностях (рис. 3, г). В этом случае возникают цилиндрические и радиальные трещины отрыва, ориентированные в направлении действующих усилий. Тот же тип разрывной деформации возникает от пулевой пробойны в стекле или в тонком слое льда при ударе торцом палки (рис. 3, д).

Ю. А. Розанов и Ю. Я. Эстрин описали эксперимент, показывающий возникновение радиальных трещин отрыва при вдавливании цилиндрического штампа диаметром 5 мм в цилиндрический образец мрамора диаметром 38 мм (рис. 3, е). Вдавливание производилось при всестороннем давлении 0,15 МПа и максимальном давлении на штамп 2,2 МПа. Интересные экспериментальные результаты получены А. С. Гришиным, Л. П. Константиновым, Е. М. Королько, Р. М. Эйгелесом, Ю. Я. Эстриным и др. При вдавливании цилиндрического плоскодонного пуансона в керны кварцитов, доломитов, песчаников и других пород возникали конические трещины отрыва (рис. 3, ж). При этом во многих случаях отмечается выполаживание конических трещин при удалении от пуансона. Тип хрупкой деформации находит подтверждение в рисунках веерных трещин отрыва от удара в торцевую часть стекол (рис. 3, з).

Опираясь на итоги геологического изучения и экспериментальные данные, можно предположить существование четырех механизмов формирования кольцевых разрывов в кровле внедряющегося магматического расплава: I — образование цилиндрических трещин отрыва (рис. 3, и), II — образование многочисленной серии конических центриклинальных трещин отрыва (рис. 3, к), III — образование конических центриклинальных и периклиналильных трещин скалывания в цилиндрическом блоке пород (рис. 3, л), IV — образование оперяющих конических центриклинальных и периклиналильных трещин отрыва при вертикальных перемещениях цилиндрических блоков горных пород (рис. 3, м).

Ведущая роль, вероятно, принадлежит первым двум механизмам. В самом процессе сложного, многоэтапного формирования конкретных кольцевых разрывов и связанных с ними магматических комплексов и постмагматических образований в большинстве случаев наблюдается сочетание всех описанных механизмов.

Силовое воздействие внедряющегося магматического расплава на вмещающие породы может быть направлено как снизу вверх, так и сверху вниз. В первом случае оно осуществляется в форме газового прорыва (формирование взрывных трубок) либо просто под влиянием вертикального давления магматического расплава на породы кровли. Обратное действие магмы осуществляется при ее оттоке и соответственно при резком снижении давления в расплаве. По существу мы очень мало знаем о причинах того, почему магма в одних случаях с огромной силой устремляется вверх, а в других — происходит ее отток. В вулканических областях, как известно, кальдеры проседания образуются после мощных извержений с выбросом на поверхность огромной массы лавы и пирокластов. Отток магмы может произойти, например, вследствие ее проникновения во вновь образованные межслоевые и особенно межформационные зоны дробления.

Конкретными примерами, показывающими, что при оттоке магмы возникает мощное силовое воздействие, под влиянием которого цилиндрический блок горных пород в трубках взрыва с большой силой как бы всасывается вниз, являются трубки месторождения Хопи Новахо (США), описанные Е. Шумейкером. Это — в общем столбообразные взрывные трубки, размеры сечения которых с глубиной несколько уменьшаются. В трубках установлено смещение вышележащих пород вниз примерно на 700 м. При этом выявлено, что туфы, переслаивающиеся с кайнозойскими осадочными породами, в верхней части трубок залегают с пологим наклоном к центру; глубже туфы уже смяты сначала в пологие, а затем в крутые складки, разбитые трещинами. При оттоке магмы ее всасывающее воздействие усиливается гравитационными силами.

Рассмотрим первый из перечисленных механизмов формирования кольцевых разрывов. Под влиянием давления внедряющегося магматического расплава в его кровле возникает крупная цилиндрическая трещина отрыва (или их серия). В верхней части разреза вмещающих пород образуется куполовидное вздутие, в пределах которого развиваются центриклинальные конические и радиальные мелкие и крупные трещины. Следовательно, ведущий первый механизм формирования в какой-то мере дополняется в верхней части разреза деформируемых пород вторым механизмом. Таким образом, цилиндрические трещины отрыва по восстанию заканчиваются коническими центриклинальными и радиальными. Аналогичная картина наблюдается во многих хорошо вскрытых по вертикали вулканах центрального типа, где уходящее на глубину цилиндрическое жерло ближе к поверхности заканчивается воронкой, возникшей вследствие образования центриклинальных конических трещин отрыва. На основании этих данных, видимо, можно говорить о некоторых элементах вертикальной структурной зональности в развитии кольцевых разрывов.

Когда под активным давлением магмы цилиндрические трещины отрыва и завершающие их конические трещины полностью ограничат столбообразный блок пород, начинается второй этап де-

формации. При этом цилиндрические и конические трещины отрыва уже превращаются в кольцевые разломы, вдоль них перемещается вверх столбообразный блок пород, формируется кольцевой горст. Этот процесс может развиваться до поверхности и закончиться излиянием лав либо ограничиться куполовидным вздутием.

При дальнейшем развитии процесса на фоне оттока магмы (третий этап деформации) возникают вертикальные перемещения цилиндрического блока обратного знака (вниз) с образованием кольцевого грабена — кальдеры проседания. Последняя может возникнуть как с поверхности, так и на глубине. Механизм образования подземных кальдер проседания связан с разрывом опускающегося столбообразного блока горных пород по плоскостям межформационных несогласий или по контакту пород с резко различными физико-механическими свойствами. В результате таких разрывов, заполняемых магмой, возникают так называемые штоки и пробки, очень характерные для многих интрузивов центрального типа.

В процессе развития кольцевых разрывов при перемещениях цилиндрических блоков во многих случаях начинает проявляться, по-видимому, и четвертый механизм формирования — образование конических центриклинальных и периклинальных оперяющих трещин отрыва. Эти трещины в подавляющем большинстве случаев сравнительно мелкие и пространственно тесно связаны с основными кольцевыми разломами, по которым происходили вертикальные перемещения.

В конкретных случаях рассмотренный выше первый механизм формирования кольцевых разрывов может проявиться различно: с полным развитием отмеченных трех этапов, с неоднократным их повторением или с проявлением лишь некоторых. Например, при возникновении куполов и штоков весь процесс нередко ограничивается образованием куполовидного вздутия с развитием в его пределах мелких, реже крупных радиальных и концентрических трещин отрыва. При непосредственном образовании крупных кальдер проседания проявляется главным образом третий этап деформации.

Широкое распространение в кольцевых магматических комплексах центриклинальных конических разломов и крупных трещин, приуроченность к ним даек и постмагматических тел дают основание думать, что при их формировании первостепенное значение имел второй из отмеченных механизмов. Реальность такого механизма подтверждается экспериментальными работами по деформации горных пород. В частности, хорошо подтверждается часто наблюдаемая смена сравнительно пологих ( $10-15^\circ$ ) углов падения конических разломов более крутыми ( $70^\circ$  и более) в направлении от периферии к центру (интрузив центрального типа Шпицкоп в Южной Африке, Ишимский вулcano-плутон и др.).

В развитии этого механизма также, по-видимому, следует выделять соответственно три этапа деформации, из которых два первых происходят (снизу вверх) в условиях вертикального давления

магмы, а третий — при ее оттоке. Конкретные проявления второго механизма при формировании кольцевых разрывов, вероятно, разнообразны — полное проявление трех этапов, неоднократное их повторение или развитие лишь некоторых. Основной второй механизм здесь, видимо, часто сочетается с другими.

Как отмечалось, среди кольцевых разрывов встречаются периклинальные конические разломы и крупные трещины, возникновение которых невозможно объяснить действием второго механизма. Крупные размеры и пространственная оторванность от цилиндрических разрывов не позволяют объяснить образование таких разломов и трещин проявлением четвертого механизма. Поэтому, основываясь на экспериментальных данных, мы склонны думать, что их возникновение возможно при двустороннем осевом сжатии цилиндрического столба пород (см. рис. 3, л). При этом давление сверху определяется гравитационными силами, а снизу — внедряющимся магматическим расплавом.

Весьма интересным представляется вопрос: почему из отмеченных двух главных механизмов формирования кольцевых разрывов в одних случаях ведущим является первый, а в других — второй? Возможно, определяющее значение имеет мощность деформируемой кровли вмещающих горных пород. При относительно небольшой мощности кровли создаются условия, благоприятные для возникновения куполовидного вздутия относительно малого радиуса кривизны и образования конических центриклинальных трещин и разломов. Это подтверждается результатами экспериментов по деформации горных пород: конические трещины отрыва развиваются вследствие образования под вдавливаемым штампом полусферы упругого сжатия, в радиальных направлениях к которой и возникают конические трещины отрыва.

При достаточно большой мощности деформируемой кровли возникает незначительное куполовидное вздутие с большим радиусом кривизны, а также крутопадающие центриклинальные конические трещины. Если мощность кровли так велика, что вздутие не возникает или почти не возникает, то образуются цилиндрические трещины отрыва. При определении масштаба куполовидного вздутия и радиуса его кривизны важно, видимо, учитывать не только мощность деформируемой кровли, но и физико-механические свойства вмещающих пород, а также условия деформации (давление и температуру вмещающих пород).

### ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Важным структурным элементом кольцевых магматических комплексов и связанных с ними месторождений являются крупные и мелкие трещины различных генетических типов: 1 — тектонические, 2 — термической контракции, 3 — связанные с локальными радиальными дислокациями, 4 — внутрипластовые литогенетические трещины отрыва, 5 — сложного генезиса, 6 — разгрузки, 7 — связанные с проведением взрывных работ. Наибольшее значение

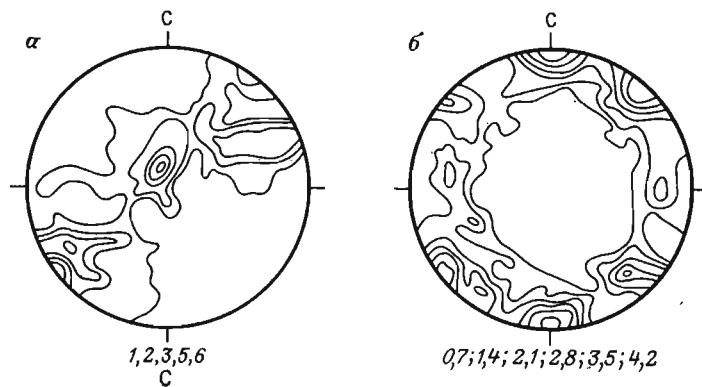


Рис. 4. Диаграммы ориентировки трещин:  
а — складчатых, б — в трубке взрыва

среди них имеют разрывы тектонические, термической контракции и связанные с радиальными дислокациями.

**Тектонические трещины** наиболее широко распространены среди кольцевых магматических комплексов и обычно сочетаются с разрывами других генетических типов, при этом количественные их соотношения в различных структурных типах кольцевых образований меняются в широких пределах.

Тектонические трещины представлены простыми и сложными трещинами отрыва и скалывания, которые часто закономерно ориентированы по отношению к пласту, складке и зоне разлома. Их закономерное пространственное положение отчетливо проявлено в особенностях общего рисунка круговых диаграмм ориентировки мелких трещин, составленных на основе обработки данных массовых замеров (рис. 4).

Количественные соотношения между тектоническими трещинами отрыва и скалывания меняются в зависимости от физико-механических свойств деформированных пород и геологических условий формирования (температура, давление, скорость деформации). В верхних горизонтах земной коры в хрупких породах отрыв нередко несколько преобладает над скалыванием. С глубиной прежде всего за счет роста температуры и давления, а также ряда других факторов число трещин скалывания увеличивается. В нижнем структурном этаже земной коры в докембрийских толщах на долю трещин отрыва обычно приходится не более 3 %.

Частота расположения тектонических трещин. Существенное свойство реальной горной породы — блочность ее структуры. Естественные блоки, выделяющиеся при изучении горных пород, обнаруживают, как отмечают М. А. Садовский, Л. Г. Болховитинов и В. Ф. Писаренко, некоторую упорядоченную иерархию преимущественных размеров, причем статистические распределения размеров в пределах каждого из иерархических уровней сходны между собой.

В этом отношении очень показательны, как они указывают, усредненные данные по блочности (кусковатости) горных пород, возникающей в процессе ядерных и химических взрывов.

| Размер блока, мм | Число блоков, % | Размер блока, мм | Число блоков, % |
|------------------|-----------------|------------------|-----------------|
| 5                | 4               | 200              | 7               |
| 10               | 2               | 300              | 10              |
| 20               | 3               | 500              | 13              |
| 30               | 3               | 700              | 9               |
| 50               | 5               | 1000             | 12              |
| 70               | 4               | 1400             | 7               |
| 100              | 5               | 2000             | 5               |
| 140              | 7               | 3000             | 2               |

Максимальное распространение имеют блоки размером в 500 мм (13 %) и 1000 мм (12 %), а число мелких (5—100 мм) и крупных (1400—3000 мм) определяется первыми процентами.

Размещение оруденения в горных породах зависит от ряда факторов, в том числе от степени их деформированности. Если рассматривать только роль последней, то, как показали детальные структурно-геологические исследования многих геологов, руда обычно локализуется в зонах максимальной дроблености пород, на долю которых приходятся лишь первые проценты общего числа блоков, возникающих при деформациях. Тем самым подчеркивается исключительная избирательность в размещении оруденения и сосредоточенность его в ограниченном объеме горных пород.

В практике геологических исследований впервые на частоту размещения трещин в горных породах обратил внимание А. В. Королев. Он предложил метод определения удельной трещиноватости пород путем подсчета среднего количества трещин на интервале в один метр по соответствующим трем координатам. В. А. Невский рекомендует метод определения насыщенности горных пород мелкими трещинами, основанный на оценке размера минимального блока пород, ограниченного трещинами (табл. 2).

Для выявления частоты расположения трещин этим методом не требуется специальных подсчетов. Она оценивается на глаз или путем использования рукоятки геологического молотка с нанесенной на нее шкалой в сантиметрах. Зоны с различной блочностью горных пород по частоте расположения в них трещин реально вы-

Таблица 2

Шкала интенсивности проявления трещин в горных породах

| Степень блоковости пород | Размер блоков, см | Удельная трещиноватость, по А. В. Королеву |
|--------------------------|-------------------|--------------------------------------------|
| Тончайшая                | Менее 3           | 33—20                                      |
| Тонкая                   | 3—15              | 20—7                                       |
| Мелкая                   | 15—30             | 7—3                                        |
| Средняя                  | 30—90             | 3—1                                        |
| Крупная                  | Более 90          | Менее 1                                    |

деляются в зонах разломов. Обычно вдоль главного тектонического шва разлома прослеживается полоса тектонической глинки или милонита, к ней примыкает зона катаклаза и далее зона брекчирования, сменяющаяся с удалением от шва зоной тончайшей, затем тонкой блоковости и т. д. Интенсивно мелкая трещиноватость возникает также в узлах пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин, а также в местах сочленения основного разлома с оперяющими разрывами.

Важное значение имеет частота расположения крупных трещин протяженностью от первых десятков до нескольких сотен метров. Для оценки частоты их расположения можно использовать понятие удельной трещиноватости крупных разрывов (число трещин на интервале 100 м).

Сгущение крупных трещин обычно наблюдается в пределах структур типа «конского хвоста» на флангах разломов. Заслуживает внимания особенно широкое развитие таких структур в кальдерных и бескальдерных вулкано-тектонических депрессиях и областях континентального вулканизма, что безусловно связано с гетерогенностью их разреза. Многократное чередование в разрезе относительно пластичных и хрупких пород создавало благоприятные условия для веерообразного расщепления разлома по восстанию, реже по простиранию и иногда по падению. Такое расщепление, видимо, связано с преломлением разрывов при переходе из пластичных пород в хрупкие (и из хрупких в пластичные) и обусловлено изменением угла скалывания при таких переходах. Многократность чередования хрупких и пластичных пород приводит к расщеплению разломов не на одном, а на нескольких стратиграфических уровнях, что придает вееру расщепления многоярусное строение. Зона расщепления обычно охватывает полосу пород мощностью от 100 до 350 м, в пределах которой насчитывается от 8 до 15 крупных трещин. К таким веерам в кальдерах в ряде случаев приурочены разномасштабные, в этом числе крупные рудные тела и месторождения.

В пределах кальдер сгущение крупных трещин отмечается также в своеобразных пластиновидных блоках, ограниченных двумя, реже тремя параллельными крутопадающими разломами. Мощность таких блоков меняется от нескольких десятков метров до 200 м и более, а протяженность по простиранию составляет многие сотни метров. В пределах таких блоков наблюдается достаточно густая сеть крупных (35—90, иногда до 260 м) крутопадающих диагональных, иногда продольных трещин скалывания. Расстояние между ними варьирует в широких пределах — от 3 до 14 м. К подобным блокам часто приурочены зоны повышенной рудоносности, рудные тела и месторождения.

**Трещины термической контракции** особенно широко распространены в вулканических и субвулканических породах кальдер проседания. Обычно они приурочены к определенному лавовому потоку и не выходят за его пределы. Известны разнообразные типы отдельности, создаваемые этими трещинами: столбчатая, пологая

горизонтальная плитчатость, вертикальная тонкоплитчатая и др. Чаще всего встречается полигональная столбчатая отдельность с преобладающим размером поперечного сечения столбов от 20 до 50 см. Очень густая сеть трещин отрыва возникает в субвулканических телах с вертикальной тонкоплитчатой отдельностью (мощность плиток 3—5 см). Трещины термической контракции оказывают существенное влияние на размещение оруденения в рудных телах штокверкового типа.

**Трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями**, — это собственно кольцевые, полукольцевые и дуговидные цилиндрические и конические центриклинальные и периклиналильные крупные трещины и тесно связанные с ними прямолинейные крупные и мелкие трещины, в совокупности оконтуривающие столбообразные блоки пород округлого горизонтального сечения.

Крупные кольцевые, полукольцевые и дуговидные трещины отрыва и скалывания в подавляющем большинстве случаев пространственно тесно связаны с цилиндрическими и коническими разломами и имеют аналогичные им элементы залегания. В кольцевых магматических комплексах эти трещины располагаются в основном в центральных частях, определяя особенности их внутреннего строения и оказывая влияние на распределение оруденения. Трещины обычно имеют ограниченные размеры в плане (диаметр первые десятки — первые сотни метров) при значительной протяженности на глубину (многие сотни метров) и ограничивают вертикальные и крутопадающие столбообразные блоки горных пород округлого или дуговидного горизонтального сечения.

Для относительно мелких взрывных трубок крупные кольцевые трещины отрыва выступают как самостоятельные образования, определяющие их внешние контуры. Примерами могут служить трубообразные тела брекчированных пород Актюзского рудного поля, Чаткарагайско-Курганского рудного узла, многие кимберлитовые трубки Якутии, Южной Африки и др.

К крупным кольцевым и дуговидным трещинам часто приурочены рудные тела различных месторождений кольцевого типа. Наиболее многочисленны примеры таких тел в массивах ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами (Большая Тагна, Арбарастах, Палабора, Тундулу, Сонгве и др.) [41].

С кольцевыми разрывами связаны следующие линейные тектонические нарушения: 1 — крупные радиальные трещины отрыва; 2 — прямолинейные или слегка дуговидно изогнутые крупные трещины отрыва и скалывания в кольцевых, полукольцевых и дуговидных зонах; 3 — крупные прямолинейные крутопадающие трещины скалывания по периферии кольцевых магматических комплексов, ориентированные в направлении касательной к ним; 4 — горизонтальные и близкие к ним крупные трещины отрыва; 5 — продольные и поперечные крутопадающие крупные трещины отрыва в сводах экструзивных куполов овального горизонтального сечения; 6 — сопряженные и оперяющие трещины отрыва и скалывания в зонах кольцевых, главным образом цилиндрических, разломов; 7 — мел-

кие трещины отрыва и скалывания радиальной и концентрической ориентировки.

Крупные радиальные трещины отрыва довольно широко распространены в вулканических сооружениях, вулканоплутонах и интрузивах центрального типа, а также в кальдерах, различных куполах и штоках и в областях их экзоконтакта. Особенно многочисленны такие трещины вокруг вулканических жерл, где вдоль них часто действуют паразитарные вулканы. Очертания трещин в плане различны — в одних случаях довольно правильные прямолинейные, в других резко изогнутые или совершенно неправильные (Хибинский массив). Последние, по-видимому, возникают в тех случаях, когда трещины пересекают породы с резко различной структурой, текстурой и физико-механическими свойствами.

Крупные радиальные трещины прослеживаются по простиранию от нескольких десятков метров до первых десятков километров (радиальные трещины Хибинского массива). На фоне общего воздымания под влиянием гравитации по крупным радиальным трещинам иногда возникают перемещения, в результате которых формируются сбросы нередко со сложной многоэтапной историей развития. Такие смещения с амплитудой до 2,5 км, как показал Ф. М. Онохин, возникли по крутым радиальным трещинам в Хибинском массиве. К радиальным трещинам часто приурочены дайки магматических пород различного состава, жильные рудные тела и прожилки (молибденовое месторождение Клаймакс, золоторудное поле Крипл-Крик в США).

Прямолинейные или слегка дуговидно изогнутые крупные трещины в кольцевых, полукольцевых и дуговидных зонах достаточно широко распространены в интрузивах и вулканоплутонах центрального типа и в узкой зоне их экзоконтакта. Пространственно трещины в подавляющем большинстве случаев тесно связаны с цилиндрическими и коническими центриклинальными и периклинальными разломами и имеют характерные для них элементы залегания. Протяженность их по простиранию изменяется от многих десятков до многих сотен метров.

Чаще всего трещины в виде единичных разрывов рассеяны по всему интрузиву или вулканоплутону, но всегда располагаются параллельно внешнему контуру и внутренним кольцевым разломам по простиранию и падению; несколько реже образуются достаточно концентрированные дуговидные и полукольцевые трещинные пояса.

К рассматриваемым разрывам часто приурочены дайки магматических пород различного состава, рудные тела, иногда жильные тела пегматитов (Инаглинский массив); во многих случаях они проявлены без какого-либо выполнения.

В пределах Кызыл-Омпульского плутона в Северном Тянь-Шане известны два полукольцевых пояса' (конический центриклиналь-

ный и периклинальный) с крупными прямолинейными или дуговидно изогнутыми трещинами. Центриклинальный пояс располагается в краевой части массива, а периклинальный — в его экзоконтакте. В местах пересечения поясов крутопадающими тектоническими разломами к коническим трещинам приурочено оруденение.

Крупные прямолинейные крутопадающие трещины скалывания по периферии кольцевых магматических комплексов, ориентированные в направлении касательной к ним, встречаются сравнительно редко. Такого типа разрывы установлены в зоне экзоконтакта некоторых кимберлитовых трубок в Якутии. Аналогичные разрывы в кровле скрытого на глубине сложного субвулканического кольцевого тела Уэллс-Крик (США) описаны В. Бучером.

Горизонтальные и близкие к ним крупные трещины отрыва встречаются в трубках взрыва, кальдерах проседания и в интрузивах центрального типа. В кальдерах они часто закладывались вдоль ослабленных зон по контакту пород с различными физико-механическими свойствами.

При образовании крупных горизонтальных трещин иногда происходил полный разрыв кольцевого блока — возникали скрытые проседания, образовавшаяся полость заполнялась магматическим расплавом. При сдвиговых перемещениях по крутопадающим тектоническим разломам, пересекающим кальдеры и интрузивы центрального типа, происходили подвижки и по ранее заложенным горизонтальным трещинам отрыва, при этом формировались оторочки тектонической глины и милонитов мощностью в несколько десятков сантиметров. Такие трещины в процессе становления рудных месторождений служили экранами, оказывающими весьма существенное влияние на размещение оруденения. В некоторых месторождениях штокверкового типа (Клаймакс) встречаются рудоносные мелкие горизонтальные и пологопадающие трещины отрыва, которые вместе с трещинами радиальной ориентировки относятся к числу важнейших рудовмещающих структурных элементов месторождений.

Продольные и поперечные крупные крутопадающие трещины отрыва в сводах экструзивных куполов овального горизонтального сечения часто встречаются в сложных вулканических сооружениях, в строении которых принимают участие вулканы среднего и особенно кислого состава. Трещины возникают в процессе роста экструзивных куполов при нагнетании в них вязкого расплава. При этом внешняя, уже в значительной степени остывшая оболочка купола под воздействием свежих порций расплава растрескивается, образуются обычно одна-две продольные трещины и серии более коротких (поперечных), рисунок которых иногда напоминает «черепаховую структуру». Размеры трещин зависят от размеров купола и меняются в широких пределах — от многих десятков до многих сотен метров, иногда более; глубина как правило, ограничена. На

некоторых месторождениях, связанных с экструзивными куполами (Бая-Спрне, Бэица и др.), к таким трещинам приурочены рудные жилы.

Сопряженные и оперяющие трещины отрыва и скалывания в зонах кольцевых разломов возникают в процессе формирования и дальнейшего развития интрузивов центрального типа, кальдер проседания и трубок взрыва, когда кольцевые блоки, ограниченные по периферии кольцевыми цилиндрическими разломами, испытывают положительные и отрицательные, иногда неоднократные вертикальные перемещения различного масштаба. При этом нередко смещения (особенно вниз) составляют многие сотни метров, иногда больше.

Более ограничены перемещения по коническим разломам. Исключение составляют периоды их активизации в процессе глыбовых перемещений по секущим крупным тектоническим разломам. В этот период они нередко пересекаются крупными тектоническими разрывами на отдельные часто прямолинейные отрезки, смещения по которым в виде надвигов и сдвигов достигают в ряде случаев значительных амплитуд. В качестве примера можно указать на крупный (спрямленная длина 24 км) полукольцевой конический центриклинальный разлом в пределах Кызыл-Омпульского плутона, на отдельных интервалах которого, по данным В. А. Невского и Л. А. Галяпина, в период неоген-четвертичной активизации горизонтальная составляющая смещения (надвиговая) достигала 1 км. В подобных случаях и в зонах конических разломов, несомненно, возникали сопряженные и оперяющие их крупные и мелкие трещины отрыва и скалывания.

Мелкие трещины отрыва и скалывания радиальной и концентрической ориентировки всегда прямолинейны. Они исключительно широко распространены во всех кольцевых магматических комплексах и в узкой зоне их экзоконтакта. Диаграммы ориентировки таких трещин на сетке В. Шмидта имеют поясовое строение; пояс полюсов трещин единого вертикального и крутого падения, но самых различных простираний располагается по периферии диаграммы (рис. 4, б).

Мелкие трещины отрыва радиальной и концентрической ориентировки на некоторых месторождениях штокверкового типа, связанных с куполами и штоками, — важнейшие рудовмещающие структуры. По данным И. И. Кушнарева и Е. Н. Малиновского, примерами могут служить Первомайское молибденовое и Инкурское вольфрамовое месторождения Джидинского рудного поля (рис. 5), а также молибденовое месторождение Клаймакс. Важными рудовмещающими структурами подобные трещины являются на многих месторождениях, приуроченных к трубкам взрыва (Актюзское рудное поле, месторождения Стантрэг, Булуктайское и др.).

**Внутрипластовые литогенетические трещины отрыва** встречаются только в терригенных прослоях среди вулканических покровов кальдер проседания и наблюдаются в маломощных горизонтах аргиллитов, алевролитов и туфопесчаников. Трещины возника-

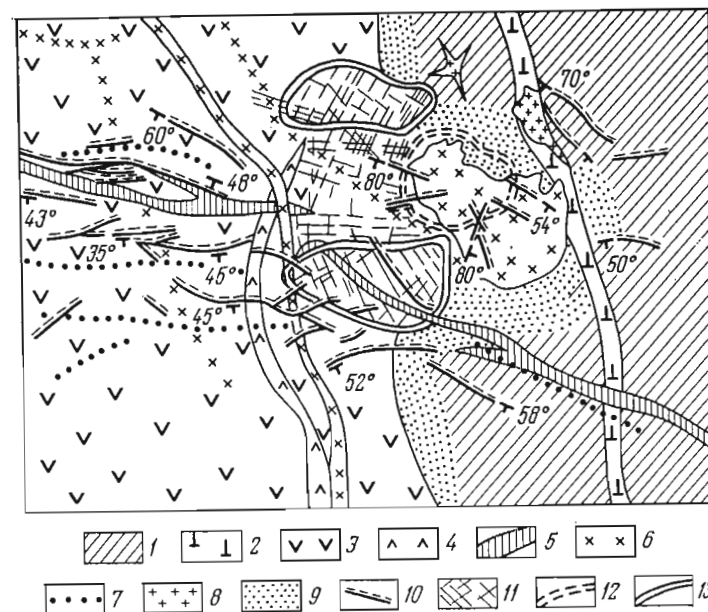


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Джидинского рудного поля. По И. П. Кушнареву и др.

1 — нижнекембрийские метаморфизованные осадочные и эффузивные породы; 2 — раннекаледонские измененные ультраосновные интрузивные породы; 3 — каледонские кварцевые диориты и гранодиориты; 4 — плагииграниты; 5 — бостониты; 6 — гранит-порфиры и граниты (Первомайский шток и дайки); 7 — кварц-молибденитовые жилы; 8 — гранит-порфиры (Горкинский шток); 9 — роговики; 10 — рудные жилы; 11 — направление прожилков в штокверке; 12 — контур штокверка Первомайского месторождения; 13 — зоны повышенной рудоносности Инкурского месторождения

ют за счет уменьшения объема рыхлых обводненных осадков в процессе их обезвоживания и превращения в твердую горную породу. Они обычно создают в слое столбчатую отдельность, причем длинные оси столбов перпендикулярны к поверхности пласта. Формы горизонтального сечения столбов различны — квадратные, прямоугольные, трапециевидные, полигональные (пяти-шестигранные), неправильные полуокруглые, иногда близкие к треугольным. Частота расположения трещин в пласте меняется в широких пределах и определяется составом прослоя и, главное, его мощностью. При большой мощности пласта возрастает и расстояние между трещинами. Например, в прослое мощностью 5 см расстояние между литогенетическими трещинами достигает 6 см, а в слое мощностью 10 см — 12 см.

В некоторых кальдерах к терригенным пачкам незначительной (до 3 м) мощности, сложенным последовательно переслаивающимися тонкими прослоями мощностью от 2 до 15 см высокопористых аргиллитов, алевролитов и песчаников, рассеченных густой сетью литогенетических трещин, приурочено пластовое редкометальное оруденение. Как правило, такие пачки в подошве и кров-

ле экранированы пластовыми срывами с оторочкой тектонической глинки и милонитов.

**Трещины сложного генезиса**, по описаниям В. А. Невского и Ю. Д. Филоненко, встречены в некоторых кальдерах, в отдельных толщах кислых вулканитов с характерной полигональной столбчатой отдельностью и представлены специфическими дуговидными трещинами скалывания по граням столбчатой отдельности. Размеры их по простиранию и падению меняются от десятков сантиметров до десятков метров. Волнистая поверхность трещин сглаженная, нередко с зеркалами скольжения и штрихами, параллельными длинным осям столбов. Столбы, непосредственно примыкающие к поверхности дуговидных трещин, нередко обнаруживают следы деформированности без разрыва сплошности.

Трещины отмечаются в различных участках вулканических покровов — в местах с вертикальной, наклонной и горизонтальной ориентировкой столбов. Углы падения трещин меняются в широких пределах — от пологих, почти горизонтальных, до вертикальных.

Сглаженная поверхность описываемых трещин, наличие штрихов и иногда зеркал скольжения указывает на незначительные масштабы перемещений, направление которых тесно связано с ориентировкой длинных осей столбов. Горизонтальные подвижки развивались на участках с горизонтальным их расположением, вертикальные — там, где столбы вертикальны. Есть основание предполагать, что такие трещины возникают за счет разрядки относительно слабых касательных напряжений в еще не до конца остывших вулканических покровах. По генетической природе описываемые трещины, видимо, следует рассматривать как разрывные нарушения, возникающие в результате сложного сочетания явлений термической контракции и наложенных тектонических деформаций.

Контракционные трещины в покровах, создающие столбчатую отдельность, обусловили специфическую анизотропию физико-механических свойств данных пород. В направлении простирания длинных осей столбов покровы несомненно обладают минимальной прочностью. Именно возникновение этой анизотропии и привело к появлению в покровах дуговидных трещин скалывания. На некоторых редкометальных месторождениях, приуроченных к кальдерам проседания, в таких трещинах локализованы рудные прожилки.

**Трещины, возникающие при разгрузке и проведении взрывных работ**, широко развиты на всех рудных месторождениях кольцевого типа, вскрытых подземными горными выработками и карьерами. Это самые позднепослерудные разрывы, которые, естественно, не оказывают какого-либо влияния на размещение оруденения. О них мы упоминаем, чтобы подчеркнуть необходимость отбраковки подобных трещин при изучении трещиноватости горных пород в карьерах и подземных горных выработках.

## РУДОНОСНЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СИСТЕМЫ

### ИНТРУЗИВЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА, КУПОЛА И ШТОКИ

#### Массивы центрального типа

Инtruзивы центрального типа — самая распространенная группа кольцевых магматических построек. С ними связаны месторождения многих полезных ископаемых, из которых фосфор, ниобий, редкие земли и флогопит представляют особо крупные объекты.

В ходе исторического развития земной коры по мере ее консолидации число кольцевых структур рассматриваемого типа возрастало, и наибольшее распространение они получили в фанерозое. Максимум образования щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами приходится на мезозой и кайнозой — эпохи широкого проявления рифтогенеза в пределах Африканской, Южно-Американской и Индийской платформ.

Формирование инtruзивов центрального типа было, как правило, длительным, многоэтапным и занимало миллионы и десятки миллионов лет, а в гетерогенных массивах — даже первые сотни миллионов лет. Зонально-кольцевые массивы сложного состава — результат деятельности разноточных магматических очагов. Некоторые исследователи рассматривают образование этих массивов как следствие вертикальной миграции единого подкорового магматического очага с остановками и дифференциацией родоначальной магмы в промежуточных камерах. В известной мере существование таких промежуточных камер до глубины 10 км обосновывается исследованиями Г. Эккермана и М. Гарсона [11] на примерах массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов Альне (Швеция), Тундулу и Чилва (Малави).

Инtruзии центрального типа формируют массивы различного состава, среди которых преобладают ультраосновные — щелочные с карбонатитами (Ковдорский и Гулинский в СССР; Магнет-Ков в США; Ока в Канаде); менее распространены щелочные (Хибинский, Ловозерский, Сыннырский в СССР; Пилансберг в ЮАР), гранитоидные (Россес в Ирландии; Майтас, Боровский в СССР), основные (Кумбинский, Харловский в СССР), гетерогенные ультраосновные — гранитоидные — щелочные (Кондер, Инагли в СССР), основные — щелочные (Мессум, Оконджиджи в Намибии), основные — гранитоидные (Скай, Малл в Шотландии) и щелочные — гранитоидные (Ыллымах, Томмот в СССР; массивы Северной Нигерии). Независимо от состава положение инtruзивов контролируется зонами глубинных разломов. Их размеры в плане составляют от первых квадратных километров до сотен, а в отдельных случаях — до первых тысяч квадратных километров.

#### *Инtruзивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов*

Ультраосновные — щелочные породы и карбонатиты широко развиты на платформах и обрамляющих их областях завершённой

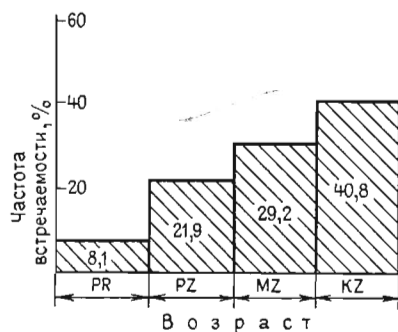


Рис. 6. Гистограмма возраста массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов (147 массивов)

складчатости и слагают сложные, обычно многофазные массивы, большинство которых имеют зонально-кольцевое или концентрическое строение, прослеживаются на большие глубины и представлены вулканами, гиабиссальными интрузивами или промежуточными субвулканическими образованиями.

Многочисленные (более 200) массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов известны на всех континентах земного шара, за исключением Антарктиды, и объединены в следующие 26 провинций: Прирейскую, Скандинавскую, Карело-Кольскую, Тиманскую, Маймеча-Котуйскую, Приенисейскую, Чадобецкую, Восточно-Саянскую, Алданскую, Сетте-Дабанскую, Куонамскую, Кокчетавскую, Сихотэ-Алинскую, Индийскую, Австралийскую, Восточно-Африканскую, Западно-Африканскую, Северо-Африканскую, Невадийскую, Колорадскую, Арканзасскую, Восточно-Канадскую, Западно-Канадскую, Гренландскую, Восточно-Бразильскую, Западно-Бразильскую. Менее 10 % массивов было сформировано в докембрийское время, остальные имеют более молодой, преимущественно мезозойский и кайнозойский возраст (рис. 6). Геотектоническая позиция щелочно-ультраосновных массивов весьма четко определяется зонами растяжения устойчивых областей континентальной коры — структурами глубокого заложения (типа рифтов и авлакогенов), нарушающими древние платформы, области завершённой складчатости и срединные массивы.

Почти все массивы щелочно-ультраосновных пород сосредоточены в краевых частях древних платформ (см. рис. 1). В зонах сочленения платформ с консолидированными складчатыми областями известно всего 11 массивов: два (Лонни и Маунтин-Пасс) расположены на сочленении с Северо-Американской платформой и девять (Енисейский, Верхнесаянский, Нижнесаянский, Большететанский, Гек, Поворотный, Воин, Горноозерский, Хамна) — в прилегающих к Сибирской платформе древних складчатых поясах. Примеры развития щелочно-ультраосновных интрузивов в срединных массивах единичны: Роки-Бой на Колорадском плато и Кокчетавский в Северном Казахстане.

Палеозойские интрузивы ультраосновных—щелочных пород расположены, как правило, в пределах краевых частей платформ и краевых швов; в мезозое и особенно в кайнозое проявления ультраосновного—щелочного магматизма получают существенное развитие в провинциях сквозьструктурных разломов.

Продолжительность образования абсолютного большинства мезозойских и кайнозойских массивов Африки, Индии, Бразилии и Канады не превышает 70 млн. лет. По мнению В. А. Кононовой, длительность формирования Ковдорского щелочно-ультраосновного комплекса (300 млн. лет) скорее исключение, чем правило, так как время становления других комплексов рассматриваемого типа Карело-Кольской провинции оценивается в 30—50 млн. лет [15].

Общая длительность щелочно-ультраосновного магматизма в пределах отдельных провинций более продолжительна. Так установлено, что процесс щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Балтийского щита происходил не одновременно на всей площади, а по мере продвижения фронта активизации [15]. Соответственно, и возраст интрузий закономерно уменьшается с запада на восток по мере удаления от норвежских каледонид: Фен (590—565 млн. лет); Альне (560 млн. лет); Ковдорский, Вуориярви (590—400 млн. лет); Африкандский, Озерная Варака и Лесная Варака (400—375 млн. лет); Турий мыс (380—340 млн. лет). Возрастная миграция щелочно-ультраосновного магматизма отчетливо выражена в пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны: начавшись в раннем мезозое на юге зоны, процесс последовательно смещался в ходе ее активизации на север, охватив период почти в 200 млн. лет, вплоть до миоцена и плиоцена.

Массивы щелочно-ультраосновных пород в краевых частях древних платформ и рифтовых зонах распределены весьма неравномерно и приурочены лишь к участкам максимального растяжения земной коры [42] — к краевым частям платформ, осложненным рифтовой зоной или авлакогеном, или к местам пересечения, кулисного сопряжения, расщепления или резкого перегиба рифтовых зон (см. рис. 1). Рифты, рифтоподобные зоны и авлакогены относительно края платформ расположены различным образом — параллельно, диагонально, иногда перпендикулярно. Многочисленные проявления щелочно-ультраосновного магматизма известны в Рейнской и особенно Восточно-Африканской рифтовых зонах и в рифтогенных структурах Индии, Гренландии и Канады. Мезозойские массивы Восточно-Бразильской провинции группируются вдоль субмеридионального линеймента Сан-Франциско, имеющего, по-видимому, рифтовую природу.

В пределах областей более древнего щелочно-ультраосновного магматизма также выявляются области существенного растяжения земной коры. Так, палеозойские провинции Восточно-Саянская и Сетте-Дабанская, обрамляющие Сибирскую платформу, приурочены к грабенам или близким к ним по генезису структурам типа авлакогенов; Невадийская провинция Северной Америки располагается в зоне Кордильерского рифтообразного пояса; ряд палеозойских щелочно-ультраосновных массивов СССР, Финляндии, Швеции и Норвегии, как показал А. А. Кухаренко, приурочены к крупному сквозьструктурному разлому, который в южном направлении через Рейнский грабен сочленяется со Средиземноморским межматериковым рифтовым поясом.

Интересно отметить, что в пределах мирового океанического рифтового пояса провинции ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов неизвестны. Напротив, они широко развиты в континентальных рифтах, т. е. в зонах разломов максимальной вертикальной протяженности, где создавались благоприятные условия для длительной эволюции первичной родоначальной магмы и образования комплексных массивов.

По форме проявления магматизма провинции ультраосновных—щелочных пород разделяются на провинции вулканического типа (Восточно-Африканская, Западно-Африканская, Рейнская, Енисейская, Индийская, Восточно-Бразильская, Маймеча-Котуйская) и плутонического типа (Сетте-Дабанская, Алданская, Тиманская, Восточно-Саянская).

Тип контролирующих разломов, их сочетание и геотектоническое положение относительно главнейших структур земной коры определяют общую форму провинции. Например, массивы, приуроченные к краевым швам платформ, авлакогенам и сквозьструктурным разломам, группируются в провинции линейного типа, которые можно рассматривать как пояса (Сетте-Дабанская, Восточно-Саянская, Восточно-Африканская). Массивы периферии платформ более рассредоточены, их провинции не имеют заметной вытянутости и отличаются площадным характером (Маймеча-Котуйская, Карело-Кольская, Канадская, Западно-Африканская, Индийская и др.).

В пределах отдельных провинций массивы приурочены к наиболее проницаемым участкам земной коры — зонам разветвления, сочленения и пересечения разнонаправленных разломов. Так, большинство массивов Восточно-Африканской провинции группируются в семи узлах, расположенных в зоне пересечения рифтов, на их разветвлении или на пересечении рифта поперечными тектоническими нарушениями (см. рис. 2). Массивы Алданской, Сетте-Дабанской и Маймеча-Котуйской провинций располагаются в узлах пересечения меридиональных и субширотных разломов, а Восточно-Саянской — на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного направлений.

Краткий обзор особенностей пространственного размещения основных провинций ультраосновных—щелочных пород показывает, что их образование контролировалось разрывными дислокациями рифтового типа. Размеры рифтов определяют соответственно и масштабы провинций. Наиболее широко ультраосновной—щелочной магматизм проявился в сквозьструктурных разломах, образующих крупные рифтовые зоны.

Дифференциация глубинной мантийной магмы обусловила появление комплексных массивов, в строении которых принимают участие четыре группы пород: 1 — оливиниты, пироксениты; 2 — якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты; 3 — нефелиновые, канкринитовые и щелочные сисситы; 4 — карбонатиты. В вулканических комплексах отмечаются их эффузивные аналоги и пирокласты. Генетическое единство ультраосновных и щелочных пород под-

тверждается как общностью петрохимических признаков, так и структурной связью. Несмотря на значительный разрыв во времени образования отдельных магматических фаз, типична сосредоточенная локализация этих пород в пространстве, контролируемая системой вертикально ориентированных цилиндрических, конических, трубообразных и линейных трещинных структур, концентрирующихся вокруг одного или нескольких центров и образующих единые структурные постройки.

Щелочно-ультраосновные массивы, залегающие в различных породах (известняках, доломитах, песчано-сланцевых толщах, гранитоидах и гранито-гнейсах, основных и ультраосновных породах), сохраняют постоянство состава, что свидетельствует о несущественном загрязнении первичной магмы. Массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов характерны для материковых рифтовых зон. Анализ геологической истории таких областей показывает, что заложение рифтов тесно связано с внутренним строением фундамента платформ, при этом наследовалось положение и пространственная ориентировка древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов.

Щелочно-ультраосновные комплексы формируют вулканические аппараты, субвулканические и гипабиссальные интрузивные массивы. Выявление глубины их образования, когда эрозией вскрыты только верхние части комплексов, не вызывает затруднений. Более сложна расшифровка глубинных частей массивов, а именно глубинные уровни массивов вскрыты современным эрозионным срезом в большинстве провинций мира. На основании ряда признаков большинство известных щелочно-ультраосновных комплексов подразделены на четыре группы, приблизительно соответствующие глубине их формирования. Комплексы пород, обладающие признаками смежных групп, выделены в переходные группы.

**Вулканические комплексы** характеризуются наличием округлых жерл зонально-кольцевого строения, выполненных агломератами, туфами и туфобрекчиями ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами. В некоторых районах сохранились остатки наземных вулканических аппаратов — конусов пепла, пирокластов и лав фонолитов, нефелинитов, меланофелинитов, авгитов, иногда карбонатитов. Карбонатиты образуют пробки, радиальные жилы и штокерковые тела преимущественно анкерит-доломитового состава с примесью барита, флюорита, кварца, альбита, монацита, апатита, пирохлора, пирита, сфалерита и других минералов. Характерно наличие пост- и интракарбонатитовых даек щелочных и ультраосновных пород. К числу рассматриваемых образований относятся многие вулканы Восточно-Африканской провинции — Напак, Лолекек, Ольдоиньо-Ленгаи, Керимаси, Мбея, Тороро, Хома и др. (см. рис. 2).

**Малоэродированные массивы** имеют в плане округлую и овальную форму с отклонением до линзовидных очертаний в провинциях периферии платформ и их обрамлений. Соответственно зонально-кольцевое строение осложняется линейными телами, а некото-

рые массивы представлены телами только линейного типа (Гек, Поворотный, Верхнесаянский). Ведущий комплекс пород — нефелиновые и щелочные сиениты, их дайковые аналоги и карбонатиты. Весьма характерно проявление порфировых и порфировидных фаций магматических пород, среди которых нередко располагаются остатки кровли вмещающих пород. Иногда сохраняются пирокласты жерловой фации глубокопроникающих корней вулканов. Широко развита калишпатизация ийолитов, альбитизация и канкринитизация сиенитов, фенитизация пород обрамления массивов. Карбонатиты занимают от 25 до 75 % площади массивов и образуют в их контурах штоки- и жилообразные тела, штокверки и неправильной формы метасоматические залежи кальцитового, анкеритового, сидеритового и доломитового состава с промышленной пироклор-гатчеттолитовой, редкоземельной, апатитовой, иногда флюоритовой минерализацией. Постоянно присутствуют магнетит, гематит, сульфиды железа, молибдена, свинца, цинка, меди. К массивам рассматриваемого типа за рубежом можно отнести Тундулу, Нкомбва, Чилва, Немегос, Окорусу и др.

**Среднеэродированным массивам** свойственны в плане преимущественно округлая и овальная форма и зонально-кольцевое строение, осложненное линейными структурами, особенно характерными для заключительных стадий формирования массивов, расположенных в краевых швах платформ и эпикратонных прогибах. Массивы сложены в основном породами серии якупирангит-мельтейгит-ийолит, карбонатитами и в меньшей мере пироксенитами. Наряду с дайками нефелиновых сиенитов, ийолитов и пикритовых порфиритов отмечаются щелочные пегматиты и пегматоидные пироксениты. Широко проявлена нефелинизация пироксенитов, калишпатизация ийолит-мельтейгитов и фенитизация пород обрамления. Карбонатиты (многостадийные образования) занимают от 10 до 50 % площади и представлены главным образом крупными штокообразными телами с системой радиальных и кольцевых жил вокруг них. Наиболее полно представлен кальцитовый тип карбонатитов с пироклор-гатчеттолитовыми и апатит-магнетит-флогопитовыми рудами. В массивах краевых швов платформ анкеритовые карбонатиты содержат промышленные концентрации карбонатов редких земель и сопутствующие им сфалерит, молибденит, галенит, халькопирит и др. К массивам, имеющим средний уровень эрозионного среза, относятся Фен, Паудерхорн, Ока и др.

**Глубокоэродированные массивы** характеризуются округло-овальными, обычно извилистыми очертаниями в плане и сложены в основном ультрабазами (оливинитами, пироксенитами) и развившимися по ним метасоматитами; широко распространены ийолит-пегматиты и сиенит-пегматиты. Карбонатиты и щелочные породы образуют трещинные тела, на долю которых приходится от 1 до 5 % (редко 10 %) общей площади массивов. Промышленное значение имеют флогопит, апатит и титаномagnetит-перовскитовые руды. Примерами глубокоэродированных массивов могут служить Шава, Африкандский, Лесная Варака и Большежидойский.

Помимо обнаженных эрозией массивов в ряде районов глубинными геофизическими методами выявлены скрытые массивы, приуроченные к тем участкам разломов, где на поверхности отмечается концентрация жильных проявлений анкерит-доломитовых карбонатитов, даек и трубок щелочных (сиенит-порфиры) и ультраосновных (пикритовые порфириты, альеиты и их брекчии) пород. Кроме того, весьма характерно окварцевание, альбитизация, флюоритизация и карбонатизация вмещающих пород кровли массива в зоне контролирующего регионального разлома. Распространены здесь анкерит-доломитовые жилы, прожилки и штокверковые зоны содержат кварц, барит, бастнезит, монацит, торит, пироклор, гематит, пирит, галенит, апатит, альбит, флюорит и другие минералы. Подобные проявления известны в ряде районов Восточной Сибири и Кольского полуострова.

Массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов имеют зонально-кольцевое строение, иногда осложненное появлением линейных тел, и характеризуются разнообразием структурно-морфологических типов. В пределах массивов сочетаются тела различной формы: штоки («пробки», интрузии центрального и камерного типа), цилиндрические, конические и неполнокольцевые дайкообразные тела, линейные дайки, жилы, линзы, штокверки и метасоматические тела неправильной формы. В общем случае вулканические аппараты с глубиной переходят в штокообразные и затем в трещинные тела. Однако в отличие от кимберлитовых трубок такой переход осуществляется более постепенно, о чем свидетельствует округлая и овальная форма горизонтального сечения глубокоэродированных массивов. Сиениты и карбонатиты в последних представлены дайками и жилами, тогда как в малоэродированных комплексах (Поворотный, Верхнесаянский и др.) обычно образуют штокообразные тела. Поэтому для сиенитов и карбонатитов, развитых в пределах общих контуров массивов, можно предполагать переход штоков в трещинные тела на глубине до 10 км.

Площадь горизонтального сечения массивов на указанных глубинах обычно не превышает 25 км<sup>2</sup>. Общее изменение формы массивов до дайкообразной происходит, по-видимому, на глубинах более 15 км от палеоповерхности.

Массивы рассматриваемого типа характеризуются «многоярусным» строением. Направленное развитие магматической колонны при проникновении более поздних щелочных дериватов и карбонатитов выше по разрезу обусловило вертикальную зональность состава и строения комплексных массивов: постепенное уменьшение снизу вверх относительной роли ультрабазитов, якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитов и увеличение объемов сиенитов и карбонатитов, а в случае вулканических аппаратов — их эффузивных и жерловых аналогов. Однако неодинаковая степень дифференциации магмы вследствие главным образом структурных условий ее продвижения в верхнем ярусе земной коры обусловила появление

ряда массивов, крайние члены которого характеризуются или сокращенной или полной вертикальной зональностью состава.

Главнейшая особенность формации ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов — большая глубина питающих магматических очагов и разломов, контролирующих движение магмы. Этим объясняется первичный ультрабазитовый состав выплавки, а сходные условия ее последующей эволюции (последовательное становление ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов) обусловили многие общие черты состава массивов всех провинций мира. Механизм формирования массивов был сложным, при этом элементы вулканического прорыва, интрузии в трубки, камеры и трещинные полости, процессы магматического и метасоматического замещения играли различную роль на разных уровнях становления многофазных образований.

Массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов — источники получения ниобия, редких земель, железа, фосфора, меди, а также флогопита, флюорита и карбонатного сырья. Практический интерес в них могут представлять тантал, титан, цирконий, уран, торий, свинец, цинк, молибден, полевошпат, барит и минеральные краски.

Широкий набор полезных ископаемых (21 тип рудного и нерудного минерального сырья, из которых 9 промышленные), связанных с формацией ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, отражает специфические черты данной рудоносной формации, в контурах которой, как ни в какой другой, оказались объединенными ультраосновные, щелочные и карбонатные породы — производные единой мантийной магмы.

Минеральные типы месторождений, возникшие в сходных геологических условиях на определенных этапах формирования щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, объединяются в три рудные формации: железо-титановую, флогопитовую и карбонатитовую (преимущественно тантал-ниобий-редкометалльную, табл. 3).

Месторождения являются обычно комплексными и характеризуются крупными, иногда уникальными запасами руд, сосредоточенными в штокообразных, цилиндрических, конических и неполнокольцевых жиллообразных телах. Наряду с линейными жиллообразными телами и жильными зонами отмечаются штокверки, особенно типичные для редкоземельных и медных месторождений. Рудные тела сложены преимущественно вкрапленными и прожилковыми рудами.

Изучение геологического строения и минерального состава ряда карбонатитовых массивов СССР позволило Л. К. Пожарицкой, А. А. Фролову и Е. М. Эпштейну установить принципиальную последовательность формирования карбонатитов и выделить четыре главные стадии минералообразования.

Таблица 3  
Классификация эндогенных месторождений, связанных с формацией ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов

| Рудоносные породы                                            | Рудные формации                                                             | Минеральные типы месторождений                                                                                                  | Морфология рудных тел и тип руд                                                                               | Содержание основных полезных компонентов, %                                                                                                                               | Запасы руды, т                                                             | Примеры месторождений (рудоносных массивов)                                                                                 |
|--------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Пироксениты, оливиниты, иногда мильейгиты и ийолиты          | Железо-титановая (Ta, Nb, TR, P, Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, CaF <sub>2</sub> ) | 1. Перовскит-титаномагнетитовый<br>2. Апатит-перовскит-титаномагнетитовый                                                       | Неправильной формы тела и залежи сплошных и вкрапленных руд                                                   | TiO <sub>2</sub> 8–20, в среднем 9–10; Fe 10–30, в среднем 15–18                                                                                                          | Сотни миллионов                                                            | Паулерхорн (США); Якуширанга (Бразилия); Большее-Кольское, м-ния Кольского п-ова (СССР)                                     |
|                                                              |                                                                             | 3. Флогопитовый<br>4. Апатит-флогопитовый                                                                                       | Неправильной формы залежи                                                                                     | Флогопит 200–500 кг/м <sup>3</sup> ; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 3–8                                                                                                    | Сотни тысяч и миллионы                                                     | Ковдор, Гули, Одишница (СССР); Палаора (ЮАР)                                                                                |
| Метасоматически измененные ультрабазиты, мильейгиты, ийолиты | Карбонатитовая (Ta, Nb, TR, P, Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, CaF <sub>2</sub> )   | 5. Магнетитовый<br>6. Апатит-магнетитовый<br>7. Флогопит-апатит-магнетитовый                                                    | Штоки, шпильчатые, конические и неполнокольцевые тела сплошных и вкрапленных руд                              | Fe 20–70, в среднем 30–40; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 5–25, в среднем 10–12                                                                                            | Десятки и сотни миллионов                                                  | Ковдор, Арбастях, Вуориярви (СССР); Палаора (ЮАР); Букус (Уганда)                                                           |
|                                                              |                                                                             | 8. Пироксеновый<br>9. Гатчеттолитовый<br>10. Пироксено-титановый<br>11. Апатит-пироксеновый<br>12. Апатит-магнетит-пироксеновый | Штокообразные, кольцевые и линейные жильные тела вкрапленных руд                                              | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,1–0,5, в рудных столбах до 1,5, в коре выветривания 0,5–4,5; Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,01–0,03; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 3–5 | Десятки и сотни миллионов                                                  | Тангра, Аракса (Бразилия); Ока (Капала); Мюса (Таиланд)                                                                     |
| Кальцитовые карбонатиты, альбититы                           |                                                                             | 13. Паризит-бастнитовый<br>14. Монацитовый<br>15. Жолудит-бастнитовый (паризитовый)<br>16. Флюоритовый                          | Штокообразные, неполнокольцевые и линейные жильные и штокверные тела вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд | TR <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,5–20; Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,1–0,2                                                                                             | Десятки и первые сотни миллионов                                           | Маунтин-Пасс (США); Капалаунде (Малави)                                                                                     |
|                                                              |                                                                             | 17. Борнит-халькопиритовый<br>19. Гематитовый<br>18. Галенит-сфалеритовый<br>20. Сидеритовый<br>21. Барит-строшнитовый          |                                                                                                               | CaF <sub>2</sub> 10–80, в среднем 20–35<br>Cu 0,2–2, в среднем 0,5–0,6<br>Fe 20–50<br>(Pb+Zn) 0,5–3                                                                       | Десятки миллионов<br>Сотни миллионов<br>Десятки миллионов<br>Не установлен | Амба-Дангар (Индия); Окорусу (Намибия)<br>Палаора (ЮАР)<br>Фел (Норвегия)<br>Восточная Сибирь (СССР)<br>Капалаунде (Малави) |

| Стадия                                                                              | Температура образования,<br>°C | Основные рудные<br>компоненты  |
|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Ранняя кальцитовая<br>(кальцево-железисто-<br>карбонатная)                          | 600—520                        | Fe, P                          |
| Поздняя кальцитовая<br>(кальцево-карбонат-<br>ная)                                  | 550—390                        | Nb, Ta, Fe, P                  |
| Кальцит-доломитовая<br>(магнезиально-карбо-<br>натная)                              | 420—300                        | Nb                             |
| Анкеритовая и анкерит-<br>сидеритовая (железисто-<br>магнезиально-карбонат-<br>ная) | 320—200                        | TR, Nb, Fe, Sr, Ba,<br>флюорит |

В каждую из стадий возникали карбонаты и сопутствующие им карбонатно-силикатные породы, характеризующиеся определенным набором породообразующих и рудных минералов, геохимическими и текстурно-структурными особенностями. Проявления ранних стадий приурочены в основном к периферии массивов ультраосновных—щелочных пород, а поздних — к центральным частям; таким образом формируются рудные поля и месторождения с центростремительной схемой горизонтальной зональности оруденения. С рассматриваемыми массивами связан разнообразный комплекс полезных ископаемых. Некоторые из них имеют различную минеральную форму проявления. Например, выделяется шесть минеральных типов железорудных и железосодержащих месторождений (титаномagnetитовый, перовскит-титаномagnetитовый, апатит-magnetитовый, апатит-пирохлоровый с magnetитом, гематитовый и сидеритовый), принадлежащие единому генетическому ряду рудных образований — от собственно магматических до типично гидротермальных.

Титаномagnetитовый и перовскит-титаномagnetитовый минеральные типы проявлены на собственно магматических и пегматитовых месторождениях. Собственно магматические месторождения представлены рудными оливинитами, пироксенитами и в меньшей мере якупирангитами и мельтейгитами. Они проявлены на многих массивах: Лесная Варака, Вуориярвинский, Африкандский на Кольском полуострове; Magnet-Ков, Паудерхорн в США; ряд бразильских и южноафриканских массивов. Рудные минералы образуют густую вкрапленность или обособления в виде гнезд, линз, полос и залежей.

Зерна титаномagnetита и перовскита всегда ксеноморфны по отношению к силикатам, как бы цементируют их, образуя сидеритовую структуру рудных ультрабазитов. На этих же массивах обычными являются щелочные рудные пегматиты, не имеющие самостоятельного практического значения.

В карбонатитах минеральные типы железорудных месторождений более разнообразны и связаны как с ранними, так и с поздними стадиями карбонатитового процесса.

Апатит-магнетитовый (фосфор-железорудный) тип месторождений относится к числу достаточно распространенных рудных образований и связан с ранними карбонатитами. Существенные проявления его установлены в 25 массивах; в ряде массивов — Палабора (ЮАР), Букусу (Уганда), Сокли (Финляндия) и др. — масштабы развития руд достигают уровня средних и крупных месторождений.

Благоприятной обстановкой для нахождения апатит-магнетитовых руд является наличие карбонатитов и ранних ультрабазитов — оливинитов, пироксенитов и перидотитов в пределах одного массива. По механизму образования выделяются два типа рудных тел: 1 — метасоматические тела и зоны, возникшие в условиях активного взаимодействия рудных растворов с вмещающими породами (Арбарастах, Ковдор) и характеризующиеся широким рядом петрографических серий с многочисленными останцами и реликтами субстрата; 2 — жиллообразные тела с выдержанным минеральным составом апатит-магнетитовым составом (Дорова, Немегос и др.). Размещение рудных тел обоих типов обычно контролируется системой конических и цилиндрических трещин, а также неполнокольцевыми дуговидными и серповидными трещинами, возникшими под влиянием внутренних эруптивных сил в ходе завершающих предкарбонатитовых фаз становления магматического комплекса пород. Форстерит-apatит-магнетитовые, форстерит-магнетитовые, апатит-магнетитовые и апатит-магнетит-флогопитовые минеральные ассоциации в различное время получили наименование рудного комплекса, фоскоритов и камафоритов и рассматривались как высокотемпературные руды, возникшие в предкарбонатитовый этап. Л. К. Пожарицкая и Е. М. Эпштейн считают упомянутый парагенезис синкарбонатитовым и относят его либо к ранней стадии карбонатитового процесса, либо к образованиям фронтальной зоны. Апатит-магнетитовые руды тесно ассоциируют с ранними карбонатитовыми телами и практически не встречаются в массивах, лишенных карбонатитов. В ряде случаев наблюдается переход с глубиной пирохлоровых карбонатитов в существенно пирохлор-магнетит-apatитовые руды (Восточная Сибирь). Вместе с тем специфический комплекс апатит-магнетитовых руд, находясь в тесной связи с ранними кальцитовыми карбонатитовыми телами, приурочен обычно к периферическим частям массива и образует либо кольцеобразные обрамления карбонатитовых штоков (Букусу), либо кольцевые и неполнокольцевые (дуговидные и серповидные) периклинальные и центриклинальные тела (Вуориярви, Немегос). По мнению А. А. Кухаренко [15], породы рудного комплекса преимущественно развиты лишь в тех местах, где интенсивно проявились процессы флогопитизации оливинитов и пироксенов, сопровождавшиеся мобилизацией значительного количества Mg, Ca, Fe и отложением их вне зон щелочного метасоматоза.

Площадь горизонтального сечения штокообразных тел апатит-магнетитовых руд (Палабора) 0,5—3 км<sup>2</sup>. Рудные тела прослеживаются на значительную глубину: скважины на глубинах 900—

1000 м не вышли из рудного контура. В таких крупных штокообразных или кольцевых жилообразных телах сосредоточены запасы в десятки и сотни миллионов тонн железа и фосфора. Содержание магнетита в рудах 30—50, иногда 80 %, содержание апатита 10—50 %.

Апатит-пироксеновый с магнетитом тип месторождений связан с кальцитовыми карбонатами. Магнетит в рудах является попутным минералом, его содержания не превышают 10 %.

Гематитовый и сидеритовый типы железорудных месторождений менее распространены, чем апатит-магнетитовый.

Месторождения локализованы, как правило, в контурах рудоносных массивов, и лишь самые поздние месторождения тория и редких земель нередко залегают во вмещающих породах вблизи материнских интрузивов. Иногда наблюдается переход жильных рудных тел из апикальной части массивов в их кровлю. Распределение месторождений внутри массивов связано с влиянием магматических и структурных факторов, определяющих строение самих рудоносных интрузивов.

Закономерное размещение магматических и постмагматических образований обуславливает четко выраженную вертикальную зональность в распределении минерализации различных типов. По своему характеру оно является прямой и, как показал А. А. Фролов [38], в общем неосложненном виде проявляется по следующей схеме (снизу вверх). Магматические перовскит-титаномагнетитовые месторождения в ультрабазитах сменяются флогопитоносными метасоматитами и магнетит-апатитовыми образованиями. Еще выше возрастает разнообразие пород и типов минерализации, появляются гатчеттолитовые и пироксеновые комплексные руды в альбититах и карбонатитах. На более высоких уровнях основная роль принадлежит паризит-бастнезитовым (монацитовым), флюоритовым, гематитовым и барит-стронцианитовым месторождениям, локализованным обычно в карбонатитовых штоках. Над последними в породах кровли характерно проявление ториево-редкоземельной минерализации с сульфидами меди, свинца и цинка в форме жил, жильных зон и штокверков. При этом наряду с усложнением вещественного состава руд месторождений происходит сокращение вертикального размаха оруденения.

Горизонтальная зональность размещения месторождений выражена менее отчетливо, хотя абсолютное большинство массивов имеют зонально-кольцевое строение. Формирование массивов не происходит только по центростремительной (или центробежной) схеме. Механизм их становления более сложный. Однако на ранних или поздних этапах процесса образования массивов определенный тип зональности бывает выражен более или менее четко. Горизонтальная зональность проявлена главным образом в массивах с преимущественным развитием либо ранних, либо поздних комплексов пород. Глубокоэродированные массивы, сложенные в основном ультрабазитами и пироксен-нефелиновыми породами, ха-

рактеризуются перовскит-титаномагнетитовым оруденением, которое к периферии массивов сменяется флогопитоносными метасоматитами (Африкандский, Шава). В массивах средне- и малозернированных, в строении которых вместе с пироксен-нефелиновыми породами ряда ийолит — якупирангит существенное участие принимают сиениты и карбонатиты, проявлена горизонтальная зональность центростремительного типа, т. е. ранние кальцитовые карбонатиты сменяются по направлению к центру массивов более поздними доломитовыми или анкеритовыми (сидеритовыми). В соответствии с этим гатчеттолитовые и пироксеновые месторождения, расположенные в основном по периферии карбонатитовых штоков, в центре массивов уступают место паризит-бастнезитовым, гематитовым или флюоритовым рудам (Восточная Сибирь). В других массивах апатит-магнетитовые месторождения сменяются пироксеновыми (Сукулу, Букусу) или борнит-халькопиритовыми (Палабора).

**Нижнесаянский массив** ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов расположен в Восточных Саянах, в зоне краевого шва Сибирской платформы и приурочен к грабену, в пределах которого сохранились нижнепалеозойские отложения среди верхнепротерозойских слюдястых сланцев и песчаников. Структурная позиция массива определяется узлом пересечения зоны разлома северо-западного простирания с поперечными разрывными нарушениями. А. И. Сулоев, основываясь на геологических наблюдениях, относит массив к постранинедевонским образованиям, однако данные калий-аргонового метода абсолютной геохронологии увеличивают возраст массива до раннепалеозойского.

Нижнесаянский массив представляет собой сложный многофазный интрузив центрального типа. Он имеет форму вертикально ориентированной трубы с овальным горизонтальным сечением, вытянутым в северо-западном направлении, согласно с простиранием контролирующего разлома (рис. 7). В целом массив характеризуется зонально-кольцевым строением, осложненным на поздних этапах развития линейными структурами. Срединная часть массива сложена различными типами карбонатитов; ультраосновные — щелочные породы сохранились в виде полукольцевой полосы по периферии комплекса. Трубообразная форма, крутое, почти вертикальное падение контактов и расположение в зоне крупного разлома дают основание считать, что массив распространяется на большую глубину. Максимальная глубина вскрытия карбонатитов буровой скважиной составила 550 м, а суммарная глубина с учетом их естественного вскрытия равна 750 м.

Л. К. Пожарицкой, Ю. Б. Лавреневым и А. А. Фроловым установлена следующая схема формирования массива (от ранних образований к поздним): 1) внедрение пироксенитов в ослабленный узел (камеру) пересечения разнонаправленных разломов, 2) нефелинизация пироксенитов и внедрение нефелин-пироксеновых пород серии мельтейгит-ийолит-уртит, 3) внедрение нефелиновых сиенитов и калишпатизация нефелин-пироксеновых пород, 4) образо-

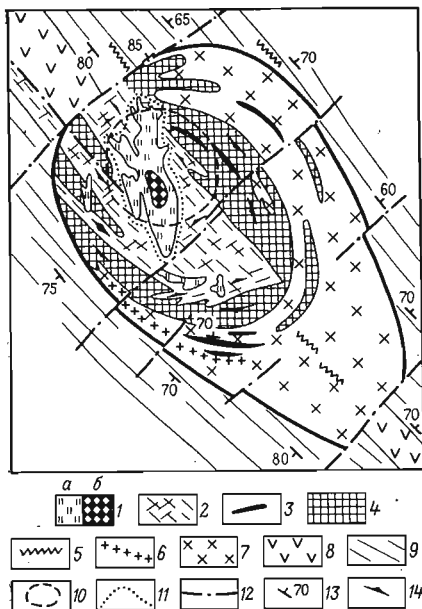


Рис. 7. Схема геологического строения Нижнесаянского массива ультраосновных—щелочных пород и карбонатов. По А. А. Фролову.

1 — анкеритовые карбонаты: мелкозернистые (а), крупнозернистые (б); 2 — амфибол-кальцитовые мелкозернистые карбонаты; 3 — форстерит, диопсид и флогопит-кальцитовые пегматоидные карбонаты; 4 — эгирин- и биотит-кальцитовые крупнозернистые карбонаты; 5 — пикритовые порфиры-альнеиты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — ийолиты, мельтейгиты, уртиты; 8 — габбро-диабазы; 9 — сланцы, песчаники; 10 — площадь развития останцов пикритовых порфиритов-альнеитов; 11 — ореол анкеритизации кальцитовых карбонатов; 12 — разрывные нарушения; 13 — сланцеватость; 14 — полосчатость в карбонатах

вание пикритовых порфирит-альнеитов и их брекчий, 5) формирование карбонатов.

Нефелин-пироксеновые породы характеризуются постепенными переходами и различаются лишь количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Наибольшим распространением пользуются ийолиты, значительно меньше распространены мельтейгиты и нефелинизированные пироксениты, которые слагают среди ийолитов участки с неправильными очертаниями. Уртиты встречаются крайне редко в виде небольших (10×20 м) участков неправильной формы с расплывчатыми контактами.

Нефелиновые сиениты слагают в южной части полосы щелочных—ультраосновных пород мощные дайки, с образованием которых связано появление зоны фельдшпатизации в ийолит-мельтейгитах, ориентированной, как и дайки, параллельно контакту массива с вмещающими породами.

Пикритовые порфирит-альнеиты залегают в виде останцов в северной части карбонатитового ядра, реже слагают отдельные дайки в ийолитах и сланцах. Мощность даек 1—10 м, редко 100 м и более. Взаимоотношения пикритовых порфирит-альнеитов с карбонатитами сложные. Основная масса пикритовых порфирит-альнеитов возникла позже нефелиновых сиенитов, но раньше крупнозернистых кальцитовых карбонатов. В то же время не исключена возможность образования части жил (в основном альнеитового состава) после крупнозернистых кальцитовых карбонатов. Сосредоточение реликтов пикритовых порфирит-альнеитов

в пределах округлого участка позволяет предполагать, что первоначально они слагали систему небольших штоков и кольцевых тел.

Карбонатиты образуют крупное штокообразное тело в центре массива и широкую жильную зону по его периферии. Центральное штокообразное тело характеризуется крайне неоднородным составом, сложной структурой и представляет собой сочетание разновозрастных метасоматических образований и тел выполнения полостей. Среди карбонатитов штокообразного тела, особенно в его краевых частях, встречаются остатки силикатных пород преимущественно ийолит-мельтейгитового состава, сохранивших первоначальный состав и структуру. В северной части массива много реликтов пикритовых порфиритов и их брекчий.

Сочетание процессов карбонатного метасоматоза, выполнения трещинных полостей и перекристаллизации, приведших к образованию карбонатитов, обусловило их сложное геологическое строение. Все карбонатиты Нижнесаянского массива Л. К. Пожарицкой и А. А. Фроловым подразделяются на четыре структурно-минералогических типа, отвечающих различным стадиям карбонатитового процесса (от ранних к поздним).

1. Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты I стадии, состоящие на 80 % из кальцита и подчиненных ему апатита, эгирин-авгита, форстерита, биотита и титаномagnetита. Они безрудны, служат вмещающей средой для более поздних редкометальных карбонатитов и в начальный период формирования слагали штокообразное тело и систему жилообразных тел вокруг него.

2. Пегматоидные форстерит- и диопсид-кальцитовые карбонатиты II стадии с акцессорными: пироксеном, гатчетолитом, апатитом, флогопитом, магнетитом, пирротинном и другими минералами. Эти карбонатиты образуют ряд крупных жилообразных тел главным образом по периферии массива, реже в его центре.

3. Мелкозернистые амфибол-кальцитовые карбонатиты III стадии содержат акцессорные: пироксеном, магнетит, апатит, флогопит, пирит и слагают крупные линейные зоны северо-западного, реже северо-восточного простирания, возникшие в результате интраминерализационной перекристаллизации ранних кальцитовых карбонатитов I и II стадий.

4. Анкеритовые карбонатиты IV стадии образуют крупное меридиональное тело сложной морфологии и серию тел меньшего размера. С ними связана акцессорная редкоземельная (паризит-бастнезитовая) прожилково-вкрапленная минерализация с сопутствующими ей апатитом, пиритом, флюоритом, гематитом, молибденитом, сфалеритом, галенитом и другими минералами.

Карбонатиты слагают штокообразное тело, системы кольцевых и линейных жил и зоны перекристаллизации.

Штокообразное тело. Примерно 80 % карбонатитов сосредоточено в сложно построенном штокообразном теле, составляющем «ядро» массива. Штокообразное тело имеет в плане форму эллипса, вытянутого и несколько расширенного в северо-западном направлении. Шток несколько смещен к северо-западу относительно

но центра массива и поэтому на северо-западе карбонатиты непосредственно контактируют с породами рамы (сланцами, песчаниками и габбро-диабазами), тогда как в остальных частях окаймляются полосой ультраосновных—щелочных пород. Общая форма и размеры штокообразного тела определились уже в первую стадию карбонатитового процесса, в последующие стадии происходило усложнение его внутреннего строения.

Среди карбонатитов отмечаются останцы силикатных пород, которые располагаются главным образом в периферической части штока и часто соединяются перемычками с общим полем развития магматических пород массива. Основная часть останцов имеет в плане сильно вытянутую линзовидную форму, они ориентированы параллельно внешнему контуру штока карбонатитов и подчеркивают его округлую форму. На глубоких горизонтах в кальцитовых карбонатитах появляются амфиболитизированные реликты апатит-магнетит-флогопитового рудного комплекса, напоминающие подобные образования массивов Ковдорского и Вуориярви на Кольском полуострове.

Кольцевые жилы. Штокообразное тело опоясывается целой системой карбонатитовых жил вертикального или крутого ( $65—85^\circ$ ) падения к центру или от центра массива. Образование наиболее мощных жил обусловлено раскрытием крупных трещин, а также связано с выполнением сближенных параллельных трещин и метасоматическим замещением разделяющих их ийолит-мельтейгитов, остатки которых обычно наблюдаются в мощных жилах карбонатита. Контакты жил не всегда четкие и часто сопровождаются полосой сильно карбонатизированных ийолит-мельтейгитов. В плане наиболее протяженные жилы характеризуются дуговидной формой, тогда как короткие жилы картируются как относительно прямолинейные. Таким образом, эти жилы в отдельности не являются законченными кольцевыми центриклинальными и периклинальными телами и только в целом составляют кольцевую зону.

Зоны перекристаллизации. В ранних кальцитовых карбонатитах очень часто проявлен процесс их перекристаллизации, наиболее широко развитый в пределах штокообразного тела карбонатитов и реже в жилах кольцевой зоны. Перекристаллизация связана с тектоническими нарушениями в основном северо-западного и реже северо-восточного простирания и сопровождается их в виде линейных зон различной мощности и протяженности. В результате перекристаллизации крупнозернистые и пегматоидные кальцитовые карбонатиты превращены в мелкозернистые, обычно четко полосчатые разновидности с совершенной ориентировкой минеральных зерен и являются типичными В- и S-тектонитами. Иногда зоны имеют сложное строение: интенсивно перекристаллизованные разновидности чередуются с полосами, совершенно не затронутыми перекристаллизацией, и с полосами, в которых она проявлена весьма незначительно.

Жилы в тектонических трещинах. Подвижки по тектоническим нарушениям, наряду с процессом перекристаллиза-

ции карбонатитов, привели к появлению сетки трещин как в самих карбонатитах, так и в менее пластичных ийолитах. В результате минерализации этих трещин образовалась серия в основном маломощных ( $0,1—1,0$  м) жил мелкозернистых кальцитовых карбонатитов, а в более позднюю IV стадию — также крупные тела анкеритовых карбонатитов. Анкеритовые карбонатиты — самые поздние образования карбонатитового процесса. Они слагают крупное тело субмеридионального направления, субширотное тело меньшего размера, а также образуют серию мелких жило- и линзообразных тел различного направления.

Посткарбонатитовые тектонические нарушения. Посткарбонатитовые разрывы представлены крутопадающими тектоническими нарушениями типа сдвигов и сбросов, зонами расщепления и интенсивной трещиноватости. Наиболее широким распространением пользуются зоны расщепления и нарушения типа сдвигов, имеющие северо-западное и северо-восточное простирание. Меридиональные и широтные нарушения встречаются реже и характеризуются небольшими размерами. С подвижками по основным тектоническим нарушениям связано образование не только широтных и более мелких меридиональных нарушений, но и широкое развитие мелкой тектонической трещиноватости, наложенной в той или иной мере на все образования массива.

**Большетагнинский массив** ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов в отличие от Нижнесаянского располагается несколько в стороне (северо-восточнее) от основного нарушения. Внедрение его произошло в зоне развития поперечных дизъюнктивов. Формирование массива, по данным Б. П. Поляничко, И. П. Овчинникова и А. А. Фролова, протекало в несколько последовательных этапов (от ранних к поздним): 1) мельтейгиты — ийолиты, 2) нефелиновые и субщелочные сиениты, 3) пикритовые порфириды — альнеиты. Постмагматические образования представлены карбонатитами. В плане массив имеет зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательной сменой в пространстве разновозрастных магматических и гидротермальных образований (рис. 8, 9).

Мельтейгит-ийолит-уртиты — самые ранние породы массива, вскрытые современным эрозионным срезом. Они сохранились в виде прерывистой полосы по периферии массива и серии блоков среди сиенитов. Остальная площадь в докарбонатитовый этап была сложена сиенитами, преобладающая часть которых представлена субщелочными разновидностями, а нефелиновые сиениты образуют лишь небольшие поля неправильной формы в юго-восточной части массива. Сиениты — красноватые породы от мелко- до крупнозернистой структуры. Формирование их сопровождалось существенным воздействием на вмещающие их ийолиты. Явления калишпатизации ийолитов привели к появлению пород промежуточного состава, отвечающих следующему ряду: полевошпатовые ийолиты, эгириновые, нефелиновые и щелочные сиениты, лейкократовые щелочные сиениты, мономинеральные полевошпа-

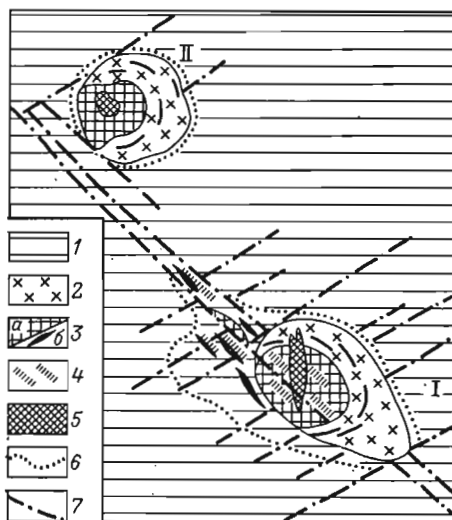
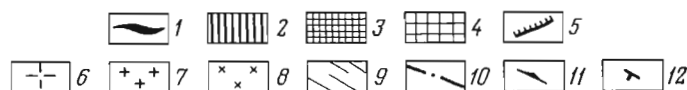
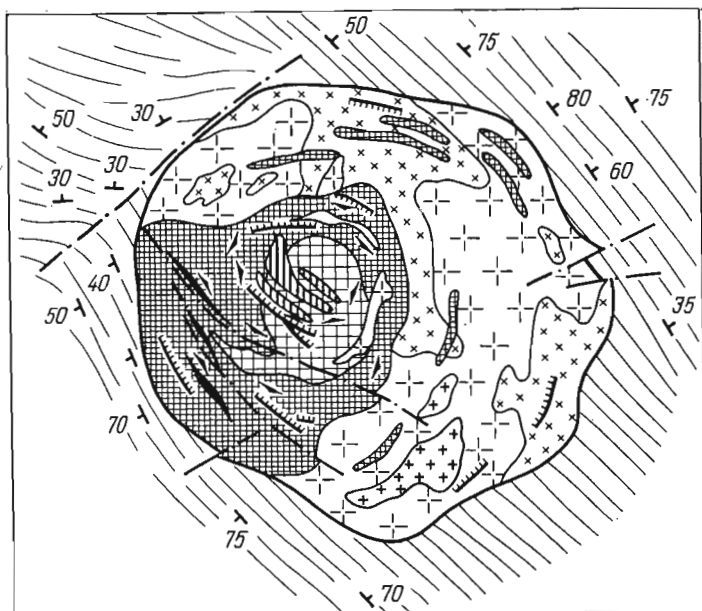


Рис. 9. Особенности строения Нижнесаянского (I) и Большетагинского (II) массивов.

1 — протерозойские осадочно-метаморфические породы; 2 — комплекс ультраосновных—щелочных пород; 3 — ранние кальцитовые карбонаты (а — штоки, б — жилы); 4 — зоны перекристаллизации ранних карбонатов; 5 — поздние анкеритовые и кальцит-доломитовые карбонаты; 6 — ореол фенитизации вмещающих пород; 7 — тектонические нарушения

Рис. 8. Схема геологического строения Большетагинского массива ультраосновных—щелочных пород и карбонатов. По А. А. Фролову, Б. П. Поляничко, И. П. Овчинникову, А. П. Тычино.

1 — гематитовые руды; 2 — флюоритсодержащие кальцитовые и доломитовые карбонаты; 3 — кальцитовые карбонаты крупно- и мелкозернистые; 4 — кальцитовые карбонаты крупнозернистые; 5 — пикритовые порфиры — альеиты; 6 — субщелочные сиениты; 7 — нефелиновые сиениты; 8 — ийолиты, мельтейгиты; 9 — кварц-слюдистые сланцы и песчаники; 10 — разрывные нарушения; 11 — полосчатость карбонатов; 12 — элементы залегания сланцеватости — слоистости

товые породы. В целом для этих образований характерны коррозийные структуры и крайняя неоднородность строения. Это преимущественно крупно- и грубозернистые породы, иногда пегматитного облика.

Пикритовые порфиры — альеиты формируют серию дуговидных даек, приуроченных, как правило, к внутренней части массива. Число их заметно убывает по направлению к периферии массива, где они прорывают ийолиты и сиениты. Дайки круто падают преимущественно внутрь массива; мощность их меняется от первых десятков сантиметров до 20 м, а протяженность по простиранию достигает нескольких сотен метров.

Карбонатиты составляют третью часть площади массива; они образуют крупное штокообразное тело и систему дуговидных жилообразных тел. Штокообразное тело несколько смещено к юго-западу относительно центра массива. В связи с этим карбонатиты на юго-западе массива контактируют непосредственно с осадочно-метаморфическими породами рамы.

Строение штокообразного тела неоднородное. Внутренняя часть представлена в основном крупнозернистыми кальцитовыми карбонатитами, а периферия — неравномерно-, крупно- и мелкозернистыми. Формирование штокообразного тела сопровождалось метасоматическим замещением трещиноватых вмещающих пород и образованием зоны типичной метасоматической брекчии. Такого типа брекчии, окаймляющие крупные блоки сиенитов, отмечаются и в центральной части карбонатитового штока.

По текстурно-структурным особенностям и вещественному составу среди карбонатитов выделяется большое количество разновидностей. Вместе с тем для всех карбонатитов массива характерен лейкократовый облик, свидетельствующий о том, что главная масса карбонатитов образовалась в результате метасоматического замещения субщелочных сиенитов, практически не содержащих темноцветных минералов. Различаются три главных структурно-минералогических типа карбонатитов, соответствующих трем последовательным стадиям карбонатитового процесса: 1) крупнозернистые кальцитовые; 2) неравномерно-, крупно-, мелко-, среднезернистые кальцитовые; 3) мелкозернистые кальцитовые и реже кальцит-доломитовые.

Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты развиты в центральной части штокообразного карбонатитового тела, а также образуют вокруг него систему центриклинальных полукольцевых жил во вмещающих породах. Карбонатиты характеризуются однородным составом и сложены на 90—98 % крупными (4—7 мм) зернами кальцита с незначительным количеством апатита. Это, как правило, массивные крупнозернистые, практически мономинеральные кальцитовые породы, большая часть которых почти не содержит реликтов вмещающих пород. Редко отмечаются биотит-кальцитовые и биотит-хлорит-кальцитовые разновидности, возникшие при метасоматическом замещении ийолитов и пикритовых порфиритов. В последнем случае карбонатиты обычно наследуют структуру пи-

критовых порфириров. В более или менее неизменном виде описываемые карбонатиты сохранились в срединной части штока, первоначально же они почти целиком слагали штокообразное карбонатитовое тело. Последующие стадии карбонатитового процесса привели к усложнению его структуры.

Неравномернозернистые кальцитовые карбонатиты возникли в результате замещения и перекристаллизации крупнозернистых разновидностей. Эти процессы проявились как в центре, так и по периферии штока карбонатитов. В зонах перекристаллизованных карбонатитов появляются акцессорный пироксид, апатит, пирит, реже эгирин, рибекит и другие минералы. Перекристаллизация не является сплошной, а выражается в образовании мелкозернистых агрегатов в интерстициях крупных зерен кальцита. В связи с этим часто такие карбонатиты приобретают неравномернозернистую, иногда «порфировидную» структуру, обусловленную наличием реликтовых крупных зерен кальцита среди новообразованного мелкозернистого кальцитового агрегата.

В отдельных участках штокообразного тела отмечаются локальные проявления мелкозернистых полосчатых эгирин-рибекит-кальцитовых карбонатитов, содержащих акцессорную вкрапленность пироксидов и апатита. Эти образования по составу, структуре и внутреннему строению весьма близки к амфибол-кальцитовым карбонатитам третьей стадии Нижнесаянского массива.

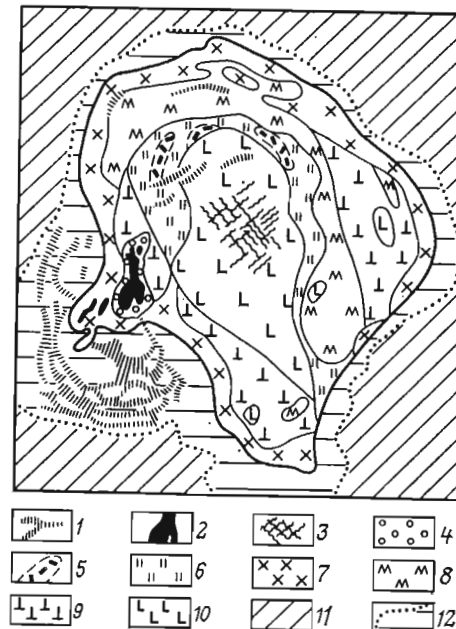
Наиболее полно процессы третьей стадии прошли в центральной части штокообразного тела крупнозернистых кальцитовых карбонатитов. Здесь образовался ряд крупных зон мелкозернистых, иногда полосчатых карбонатитов с флюоритом, гематитом, апатитом, сфалеритом и другими минералами. Гематитизация и флюоритизация проявлены неравномерно и придают породе пятнистый, а в ряде случаев полосчатый вид. Полосчатость обусловлена параллельной ориентировкой реликтов сиенита и чередованием кальцитовых и флюоритовых полос. В участках интенсивной переработки ранних карбонатитов появились образования, содержащие 25—60 % флюорита, 10—25 % гематита, 4—5 % апатита. Протяженность такого рода минерализованных карбонатитовых тел достигает 1 км при мощности 50—70 м. Гематитизация тоже проявилась настолько широко, что все породы в той или иной степени затронуты ею. Иногда отмечаются обособления сплошных гематитовых руд в карбонатитах и реже в сиенитах.

Для пород массива весьма характерно незначительное развитие мелкой трещиноватости и тектонических нарушений. Формирование всего комплекса пород происходило при кольцевом плане расположения трещин.

**Ковдорский массив** ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов относится к числу интрузивов центрального типа Карело-Кольской провинции и связан с проявлением каледонского этапа тектоно-магматической активизации жестких докембрийских структур. Вмещающие массив архейские гнейсы и гранито-гнейсы фенитизированы в зоне экзоконтакта и прорваны дайками щелоч-

Рис. 10. Геологическая схема Ковдорского массива. По В. И. Терновому, Б. В. Афанасьеву, Б. И. Сулимову, О. М. Римской-Корсаковой, А. А. Кухаренко и др.

1 — кальцитовые карбонатиты; 2 — магнетитовые и апатит-магнетитовые руды; 3 — форстерит-магнетитовые руды; 4 — апатит-форстеритовые руды; 5 — флогопитовые метасоматиты; 6 — флогопит-диопсид-форстеритовые породы; 7 — ийолиты, мельтейгиты; 8 — турьиты, мелилититы; 9 — якупирангиты, пироксениты; 10 — оливиниты; 11 — гнейсы и гнейсо-граниты; 12 — ореол фенитизации



ных пород и телами карбонатитов. Массив характеризуется кольцевым строением по центробежной схеме: наиболее древние оливиниты образуют ядро, окруженное прерывистой полосой пироксенитов. Щелочные породы уртит-ийолит-мельтейгитовой серии формируют вокруг гипербазитов почти сплошное, но невыдержанное по ширине кольцо. Образование зон мелилитовых, монтичеллитовых и флогопит-диопсид-оливиновых пород определялось системой конических трещин массива. В краевой части западной половины массива, в месте выступа ийолитов произошло формирование железорудного и редкометального комплексов Ено-Ковдорского месторождения (рис. 10). К северу от него разведано и разрабатывается флогопитовое месторождение. Детальное изучение этих месторождений производилось Ц. Г. Златкинд, А. И. Шалимовым, Н. А. Вологовской, О. М. Римской-Корсаковой, В. И. Терновым, Б. В. Афанасьевым, Б. И. Сулимовым, Е. М. Эпштейном и другими исследователями. В последнее время наиболее полное геологическое структурное изучение железорудного месторождения выполнено В. А. Дунаевым [6].

Главное рудное тело мощностью 800 м вытянуто в субмеридиональном направлении и прослежено скважинами на значительную глубину. К юго-западному окончанию тела приурочен ряд крутопадающих тел мощностью до 60 м. В целом контролирующая оруждение тектоническая зона имеет дуговидную в плане форму с максимальной деформацией пород в месте изгиба. Здесь произошло формирование трубообразного тела, концентрирующего основные запасы месторождения. Рудные образования разделяются на

следующие разности (от ранних к поздним): 1) форстерит-магнетитовые руды, 2) апатит-форстеритовые руды, 3) апатит-форстерит-магнетитовые руды, 4) апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды, 5) форстерит-кальцитовые карбонаты с магнетитом, 6) гумит-тетрафлогопит-apatит-кальцит-магнетитовые руды, 7) рудные брекчии, 8) доломит-форстерит-магнетитовые руды и доломитовые карбонаты. Наиболее широко развитые (70 % объема Главного рудного тела) апатит-форстерит-магнетитовые руды характеризуются ритмично-полосчатыми, полосчато-вкрапленными, пятнисто-шлировидными текстурами и содержат, как правило, включения обломков пород размером до первых дециметров, причем по направлению к центру Главного рудного тела количество их уменьшается вплоть до полного исчезновения. Местами руды настолько насыщены обломками пород, что приобретают брекчиевидную текстуру.

Апатит-форстеритовые породы обычно мелкозернистые, характеризуются вкрапленными, пятнистыми, полосчатыми текстурами. Эти породы образуют оболочку Главного рудного тела, с внешней стороны окруженную ореолом слабо измененных (ослеженных, апатитизированных) пород, в пределах которых наблюдается сеть прожилковидных скоплений апатит-форстеритовых агрегатов. Внутренние части оболочки характеризуются развитием прожилков, жил и гнезд апатит-форстерит-магнетитовых, реже апатит-форстеритовых руд, мощность которых по направлению к центру тела возрастает вплоть до полного вытеснения апатит-форстеритовых пород апатит-форстерит-магнетитовыми рудами. Форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые руды наблюдаются в контуре более поздних синкарбонатитовых образований, залегающих внутри Главного рудного тела. Это свидетельствует о том, что первоначально все Главное рудное тело было сложено исключительно апатит-силикатно-магнетитовым комплексом.

Руды апатит-карбонатно-магнетитового состава в ассоциации с форстерит-кальцитовыми карбонатами образуют внутри трубообразной части Главного рудного тела вертикальный столб, вытянутый в плане в соответствии с простиранием этого тела. Собственно карбонатитовое тело в пределах столба имеет сетчатое в плане строение. Остов сети создан дуговидно изгибающимися и сложно сочленяющимися в единую кольцевую структуру жилообразными телами карбонатитов с очень изменчивой мощностью. В ячейках сети и в окружении карбонатитового кольца располагаются апатит-кальцит-магнетитовые руды, среди которых, тяготея к периферии столба, локализуются участки кальцит-форстерит-магнетитовых руд. Ориентировка полосчатости в карбонатах и апатит-кальцит-магнетитовых рудах идентична и подчеркивает кольцевое строение столба в целом. От него в северо-восточном направлении, сменяющемся далее на субмеридиональное, отходят многочисленные жилы и прожилки форстерит-кальцитовых карбонатитов в виде зоны, которая прослеживается до северного окончания Главного рудного тела.

Среди радиальных жилообразных тел карбонатитов особенно четко выражены тела субмеридионального (западная часть месторождения) и северо-западного простирания (юго-восточный фланг). В целом форстерит-кальцитовые карбонаты входят в состав мощной спиралевидной в плане карбонатитовой зоны размером  $2 \times 3,5$  км, вытянутой в меридиональном направлении. В южной ее половине отчетливо прослеживается карбонатитовое центриклинальное кольцо (внешний диаметр около 2 км), сложенное крупными штоковидными телами и жилами карбонатитов, которые содержат включения вмещающих пород и сопровождаются мелкими жилами и прожилками карбонатитов.

В общей схеме формирования месторождения четко выделяются три этапа [6]. На первом этапе в месте изгиба дуговидной зоны разломов произошло образование рудноэксплозивной трубки, вместившей подавляющую часть ранних апатит-силикатно-магнетитовых руд. Этап завершился образованием рудных оливинитовых брекчий. Во время второго этапа трещины, возникшие при оживлении дуговидной зоны разломов, и вновь образованные кольцевые и радиальные разрывы контролировали размещение тел форстерит-кальцитовых карбонатитов. На третьем этапе произошла локализация редкометального оруденения в трещинах, связанных с возобновлением подвижек в дуговидной зоне разломов и появлением в месте отщепления от нее субмеридиональной ветви столбообразного штокверка с рудноэксплозивной трубкой и субцилиндрической зоной кольцевых разрывов, сформированных в предшествующие этапы.

Таким образом, структура Ковдорского железорудного месторождения, по данным В. А. Дунаева [6], представляет собой троекратно активизированную дуговидную зону разломов, периодически вскрывавшую глубинную камеру с эпицентром в месте изгиба зоны, что обусловило появление здесь в каждый тектонический импульс структурных форм центрального типа (в порядке образования): рудноэксплозивной трубки, субцилиндрической зоны кольцевых трещин, столбовидного штокверка.

В пределах Ковдорского массива ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов известно также флогопитовое месторождение. Главная залежь месторождения расположена в северо-западной части полукольцевой зоны пород флогопитового комплекса и представляет собой слепое тело гигантозернистых пегматоидных пород флогопит-диопсид-форстеритового состава. Максимальная мощность залежи отмечается на глубинах 100—150 м; падение ее под углами 40—60° на север, с глубиной оно становится круче. Для залежи характерно зональное строение: центральное ядро апатитизированных пород окаймляется зоной почти мономинеральных гигантозернистых форстеритовых пород мощностью до 40 м, далее расположена зона развития флогопит-форстеритовой минерализации мощностью до 60 м, на периферии сменяющаяся зоной пегматоидных флогопит-диопсидовых пород мощностью до 12 м. Все разности пород флогопитового комплекса содержат до 90 %

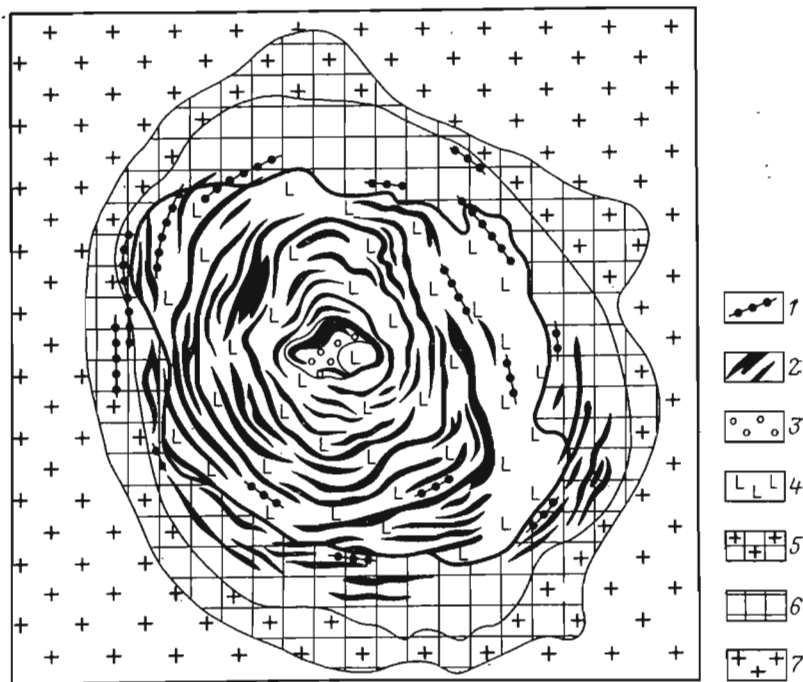


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Арбарастахского массива. По Л. С. Бородину, А. В. Лапину, А. Г. Харченкову.

1 — дайки канкринитовых сиенитов; 2 — дайки и линзы карбонатитов; 3 — апатит-магнетит-форстеритовые породы; 4 — ослюденные пироксениты; 5 — фениты; 6 — фенитизированные гнейсы; 7 — гнейсы

флогопита, диопсида и форстерита. Остальная часть приходится на апатит, магнетит, кальцит и акцессорный бадделейт.

**Арбарастахский массив** расположен в пределах южной части Алданской провинции и приурочен к участку пересечения меридионального Арбарастахского и широтного Томптоканского разломов. По данным Л. С. Бородина, А. В. Лапина и А. Г. Харченкова, массив площадью 30 км<sup>2</sup> имеет в плане округлую форму и зонально-кольцевое строение. Сложен пироксенитами, ийолитами, нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами и кольцевыми карбонатитовыми телами (рис. 11). Главную часть массива составляет пироксенитовый шток; более молодые породы залегают внутри штока или во вмещающих породах в пределах ореола фенитизации. Здесь развиты дайки ийолитов, нефелиновых, щелочных и канкринитовых сиенитов, подчиненных общей кольцевой структуре массива. В центре штока пироксенитов локализовано серповидное рудное тело, сложенное апатит-магнетит-форстеритовыми образованиями (камафоритами). Оно окружено широкой зоной развития многочисленных конических центриклинальных и дуговидных в плане жилообразных тел карбонатитов. Среди карбонатитов выделяются:

1 — кальцитовые и кальцит-доломитовые средне- и крупнозернистые с редкоземельной минерализацией, 2 — доломитовые и анкеритовые стронциево-редкоземельные (с акцессорными бастнезитом, бербанкитом, стронцианитом, баритом и др.).

Центральное в целом серповидной формы тело камафоритов площадью около 0,3 км<sup>2</sup> по внутреннему строению напоминает сложный штокверк: пироксениты пересечены густой сетью прожилков и жил с линзами камафоритов. Крупные тела камафоритов мощностью до десятков метров сопровождаются пегматоидными пироксеновыми породами (метасоматитами) с магнетитом. Среди камафоритов выделяются три разновидности: магнетит-форстеритовые, апатит-магнетит-хондродитовые, кальцит-апатитовые с магнетитом и слюдой. Последние пространственно связаны с карбонатитами и в отличие от других разновидностей сосредоточены в зоне развития карбонатитов.

Первичные неизмененные пироксениты, сложенные пироксеном, титаномagnetитом и апатитом, сохранились лишь в отдельных блоках.

Дайки нефелиновых и канкринитовых сиенитов являются более ранними относительно даек биотитовых и пироксеновых щелочных сиенитов. Те и другие сложены трахитоидными и порфировидно-трахитоидными породами, нередко метасоматически измененными, вплоть до альбититов.

**Карбонатитовый массив Ессей** расположен в южной части Маймеч-Котуйской провинции. По данным Л. С. Егорова, массив приурочен к узлу пересечения субмеридиональных и субширотных разломов. Вмещающие породы ордовика представлены толщей известняков, доломитов и карбонатно-мергелистых пород, прорванных дайками пермо-триасовых долеритов. В ближайшем экзоконтакте массива осадочные породы приподняты, раздроблены и пронизаны жилами карбонатитов. Ксенолиты рамы массива насыщают зону эндоконтакта и отмечаются во внутренней его части.

Массив размером 3,6×4,2 км имеет в плане округлую, несколько вытянутую в меридиональном направлении, форму (рис. 12) и характеризуется вертикальными и крутыми с падением к центру контактами. Зонально-кольцевое строение массива обусловлено наличием центрального ядра доломитовых карбонатитов, а также окаймляющих тел фоскоритов, нельсонитов, кальцитовых карбонатитов и сохранившейся от замещения сложной по очертаниям полосы якупирангит-мельтейгитов и ийолитов с ксенолитами пироксенитизированных оливинитов размером до 50×200 м.

По мнению Л. С. Егорова, первоначально породы серии якупирангит-мельтейгит-ийолит слагали неполнокольцевое крутопадающее тело, которое в результате последующей деформации оказалось разбитым на отдельные блоки, пронизанные многочисленными жилами новообразованных фоскоритов, доломитовых и кальцитовых карбонатитов. Породы фоскоритовой серии, представляющие собой богатые магнетит-апатитовые руды, распространены преимущественно в северной половине массива, непосредственно

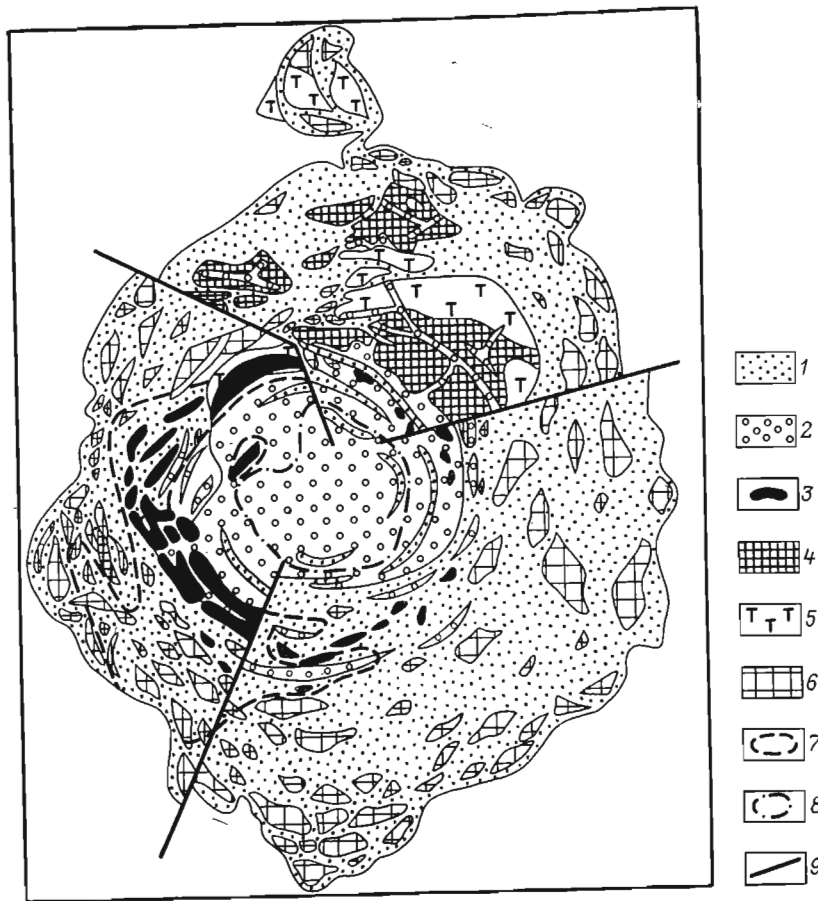


Рис. 12. Схематическая геологическая карта массива Ессей. По Л. С. Егорову и А. А. Малышеву.

1 — мелкозернистые кальцитовые карбонатиты; 2 — доломитовые карбонатиты; 3 — оливиновые нельсониты; 4 — рудные форстериты, фоскориты, магнетитолиты; 5 — якупирангит-мельтейгиты и ийолиты; 6 — известняки и доломиты ордовика; 7 — граница распространения лимонит-франколитовой коры выветривания; 8 — граница распространения алюмофосфатной коры выветривания; 9 — разрывные нарушения

обрамляя полосу развития более ранних пород якупирангит-ийолитового ряда. Самыми распространенными здесь являются рудные форстериты, содержащие до 50 % магнетита и около 5 % апатита, и оливиновые нельсониты, в которых преобладает апатит.

Доломитовые карбонатиты образуют центральный штук массива с почти округлым горизонтальным сечением (1,3×1,8 км), а также слагают серию кольцевых и радиальных жилообразных тел и многочисленные прожилки, секущие мраморы, якупирангит-ийолиты и породы фоскоритовой серии.

Кальцитовые карбонатиты широко развиты на периферии кольцевой зоны, в пределах которой отмечается большое число различ-

ной величины отторженцев мраморизованных известняков и доломитов.

Определяющая роль в формировании разновозрастных серий пород массива Ессей, по данным структурных исследований Л. С. Егорова и А. А. Малышева, принадлежала цилиндрическим и коническим расколам. Усложнение морфологии тел обусловлено метасоматическими процессами и предшествовавшими их деформациями (блоковые дислокации после формирования всего комплекса пород), которые определили мегабрекчиевое строение массива.

Главная апатитоносная зона кольцевой полосой оконтуривает центральный штук доломитовых карбонатитов и образует в мелкозернистых кальцитовых карбонатитах коническое центриклинальное (60—70°) тело. Первичные руды зоны представлены следующими минеральными типами.

1. Карбонатит-apatит-магнетитовые руды полосчатой текстуры, содержащие  $P_2O_5$  5—20 % (в среднем 12 %), Fe 30 %.

2. Карбонатит-apatит-форстерит-магнетитовые руды (фоскориты), содержащие  $P_2O_5$  до 15 % и Fe 40—50 %.

3. Апатит-карбонатные руды, содержащие  $P_2O_5$  до 10 %, Fe 15 %.

**Щелочно-ультраосновной с карбонатитами массив Палабора (ЮАР)** приурочен к тектонической субширотной зоне, в которой локализованы многочисленные дайки, штоки сиенитов и карбонатитсодержащие инъекционные брекчии [48]. Все эти образования прослеживаются вдоль разлома в виде полосы шириной 19 км и длиной 72 км. Основной массив ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов площадью 28 км<sup>2</sup> имеет сложную, вытянутую в меридиональном направлении форму, сочетающую в себе три перекрывающихся кольцевых тела (рис. 13).

Массив залегает среди архейских гранитов и гнейсов и характеризуется зонально-кольцевым (с тремя центрами) строением. Центральное тело сложено карбонатитами, окруженными кольцом магнетит-оливин-apatитовых пород (фоскоритов), которые в свою очередь опоясываются полосой пегматоидных пироксен-вермикулит-оливиновых пород, наиболее распространенных в пределах северного кольца. Доминирующим развитием пользуются диопсидовые пироксениты, постепенно переходящие в богатые микроклином фельдшпатизированные породы узкой краевой зоны. Последние по четкому контакту граничат с фенитизированными вмещающими породами и пересекаются сиенитами. Карбонатиты, представленные преимущественно кальцитовыми разновидностями, обогащенными магнетитом, слагают в центральной части массива трубообразное тело, уходящее на глубину более 1 км и имеющее в плане форму широтно вытянутого овала, его размер 360×675 м. Крупнозернистые более ранние карбонатиты рассекаются линейными телами мелкозернистых. С последними связана обильная минерализация, имеющая промышленное значение и представленная халькопиритом, борнитом, халькозином, кубанитом и др. Разведанное

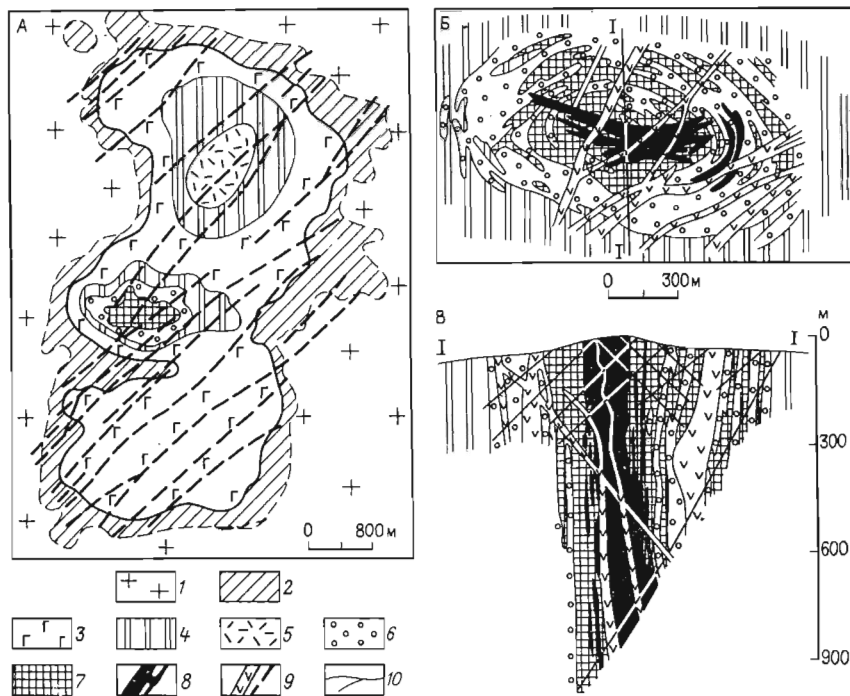


Рис. 13. Массив Палабора. Схема геологического строения (А), план (Б) и разрез (В). По А. Ломбаду, Н. Ван-Эйблу, Р. Брюсу, Дж. Герберту.

1 — древние вмещающие граниты; 2 — фениты; 3 — пироксениты; 4 — пироксен-вермикулитовые породы; 5 — оливин-вермикулитовые пегматоидные породы; 6 — магнетитово-оливин-апатитовые образования (фоскориты); 7 — карбонаты; 8 — меднорудные (борнит-халькопиритовые) тела; 9 — дайки диоритов; 10 — скважины

рудное тело (содержание меди около 1 %) размером  $200 \times 600$  м прослежено на глубину 1000 м. Запасы месторождения в целом определены в 315 млн. т при среднем содержании меди 0,69 % (с учетом более бедных вкрапленных руд в фоскоритах). Запасы апатита в фоскоритах и пироксенитах оцениваются в несколько сотен миллионов тонн.

Ширина кольца фоскоритов в плане меняется от 150 до 400 м, фоскориты в виде цилиндрического тела прослежены на глубину до 900 м. Средний состав фоскоритов следующий (в %): магнетит 35, апатит 25, кальцит 18, серпентин (оливин) 22. Текстура руд преимущественно полосчатая, иногда брекчиевая. Отмечаются незамещенные обломки залегающих на глубине оливинитов. Полосчатость ориентирована согласно внешнему контакту кольцевого тела и характеризуется вертикальной или близкой к ней ориентировкой. Контакты фоскоритов с вмещающими пироксенитами обычно резкие, но отмечается и постепенное обеднение пород магнетитом и обогащение слюдой и пироксеном. По направлению к центру тела фоскорит постепенно переходит в полосчатый ранний карбо-

натит (возрастает количество кальцита, замещающего оливин и частично апатит; магнетит перекристаллизовывается, размеры его выделений увеличиваются), на который накладываются более молодые мелкозернистые карбонаты, вмещающие медное месторождение. Ранние карбонаты содержат до 20 % магнетита, отдельные выделения которого достигают 30 см в поперечнике. Полосчатость карбонатов обусловлена чередованием существенно магнетитовых и кальцитовых полос, конформных контакту тела. В целом фоскориты и ранние карбонаты структурно едины.

Среди поздних карбонатов различаются тонкополосчатые и неполоосчатые разновидности. Секущий характер поздних карбонатов подчеркивается и их полосчатостью, имеющей в основном широтную ориентировку. Карбонаты характеризуются более магнетитовым составом.

**Карбонатитовое месторождение Ока (Канада)** с апатит-пироксеновыми рудами, по данным Р. Рове, Дж. Гиттинса и Д. Гольда, локализовано в карбонатах одноименного массива ультраосновных — щелочных пород, имеющего в плане форму овала, вытянутого в северо-западном направлении; его размер  $2,4 \times 7,2$  км (рис. 14). Вмещающие массив докембрийские породы, представленные анортозитами, габбро, гнейсами, кварцитами и мраморами, интенсивно фенитизированы. Внутри массива два карбонатитовых штока, залегающие среди ийолит-мельтейгит-уртитового комплекса, окружены системой кольцевых карбонатитовых тел, которые образуют две концентрически-зональные структуры. В северо-западной проявлены преимущественно конические центриклинальные тела карбонатитов с крутым падением ( $60-70^\circ$ ), а в пределах юго-восточной — в основном конические периклиналильные с падением от  $28$  до  $80^\circ$ . Мощность таких конических и неполноконических жиллообразных тел меняется от первых метров до нескольких десятков метров при протяженности по периметру от десятков до многих сотен метров.

Основная часть карбонатов представлена крупнозернистыми севитами (кальцитовые породы), содержащими магнетит, апатит, биотит, пироксенол и форстерит. В северной части массива известны мелко- и крупнозернистые доломитовые карбонаты с апатитом. Полосчатость наиболее четко проявлена в карбонатах периферической кольцевой зоны и характеризуется преобладающим периклиналильным крутым падением. Она обусловлена чередованием полос темноцветных (пироксен, биотит), рудных (пироксенол, перовскит, магнетит, апатит) минералов и линз незамещенных пироксен-нефелиновых пород.

Ийолит-мельтейгит-уртитовый комплекс пород включает маляниты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, микроийолиты, микроуртиты, меланократовые уртиты и переходные разновидности. Они залегают в виде конических центриклиналильных и периклиналильных дайкообразных тел в периферических зонах обоих кольцевых центров.

Окаитовая и якупирангитовая серии образуют ряд от мелилит-магнетитовых пород через мелилититы и мелилит-нефелиновые по-

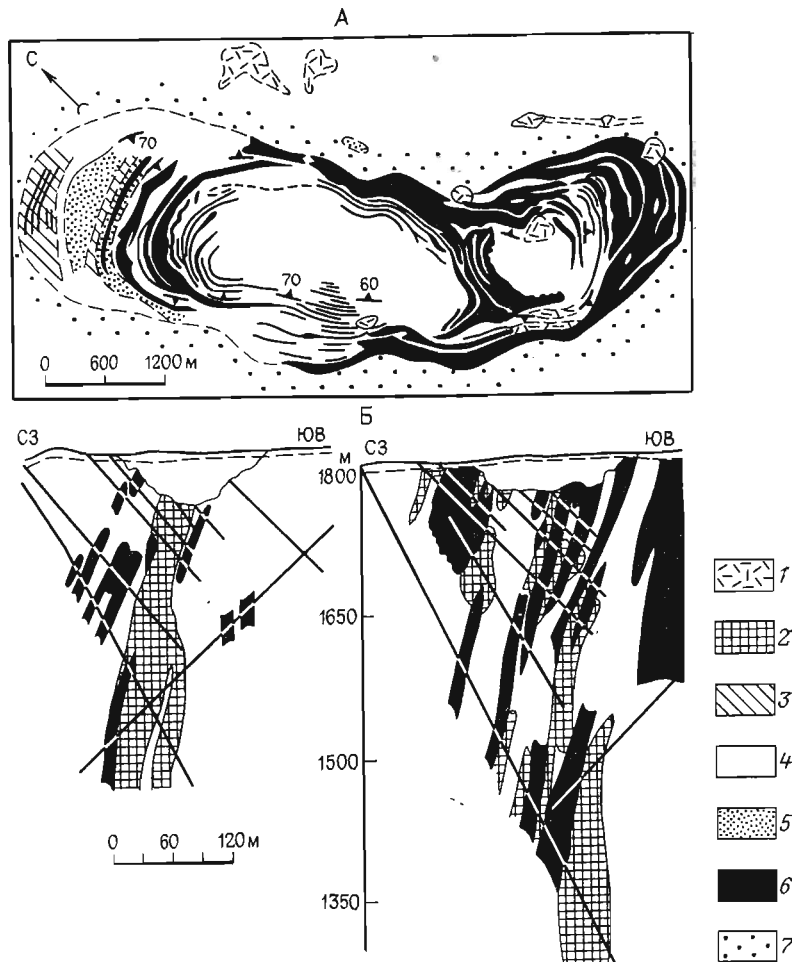


Рис. 14. Массив ультраосновных—щелочных пород и карбонатов Ока. План (А) и вертикальные разрезы (Б) рудных зон. По Д. Гольду и др.

1 — альенинты; 2 — пироксеновые руды; 3 — доломитовые карбонаты; 4 — кальцитовые карбонаты; 5 — океитовая серия; 6 — ийолит-мельтейгитовая серия; 7 — фенитизированные гнейсы

породы (окаиты), мелилит-гаюиновые и мелилит-нефелин-авгитовые породы до нефелин-авгитовых и авгитовых разновидностей. Все эти породы слагают мощное серповидное в плане тело и шесть дугообразных центриклинальных даек в северо-западной кольцевой структуре.

Трубки и дайки альенинтов и альенинтовой брекчии прорывают как сам кольцевой комплекс, так и вмещающие породы. Три трубки брекчированных альенинтов, сцементированных карбонатом, известны во вмещающих породах; их диаметр составляет 1—1,5 км.

Месторождение пироксеновых руд связано с карбонатитовыми

телами. Содержание в рудах  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  0,2—1,0 %, в среднем 0,3 %. Ежегодная добыча  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  1000 т. Кроме пироксена в рудах присутствуют дизаналит, апатит, бетафит. Рудные тела пироксеновых карбонатитов, разведанные скважинами до глубины 600 м, не обнаруживают тенденции к выклиниванию, а наоборот, мощность некоторых тел возрастает от 20 до 50 м, иногда и более.

### Интрузивы щелочных пород

Структуры массивов щелочных пород полностью определяются их внутренним строением. При этом рудоконтролирующее значение в локализации оруденения имеют элементы магматического расслоения, дополнительных инъекций, плоскостной и линейной полосчатости, прототектонических трещин. Характерными рудоносными плутонами центрального типа являются Хибинский, Ловозерский на Кольском полуострове, Сынырский в Забайкалье, Илматусакский в Гренландии.

**Хибинский щелочной массив** расположен в центральной части Кольского полуострова. Начало изучения массива относится к первой половине прошлого века, но систематические исследования начались здесь с 1920 г. под руководством А. Е. Ферсмана (в это время были открыты апатитовые месторождения Расвумчорр, Апатитовый Цирк, Кукисвумчорр и Поачвумчорр). В дальнейшем в изучении структуры, минералогии и геохимии Хибинского массива принимал участие широкий круг ученых, среди которых особая роль принадлежит Н. А. Елисееву, Б. М. Куплетскому, В. И. Владову, М. П. Фивегу, А. Н. Лабунцову, О. А. Воробьевой, Т. Н. Ивановой, Г. М. Вировлянскому, М. Ф. Онохину, С. И. Зак, Е. А. Каменеву. Согласно представлениям этих исследователей, Хибинский массив — сложный многофазный интрузив центрального типа, построенный по центростремительной схеме: от периферии к центру ранние породы сменяются более поздними. Массив сложен массивными и трахитоидными хибинитами, рихсчорритами, ийолит-уртитам, льявочорритами и фойяитами герцинского возраста. Интрузии хибинитов, рихсчорритов и льявочорритов представлены кольцевыми дайками, а трахитоидные хибиниты, ийолит-уртиты и фойяиты — коническими центриклинальными телами вокруг кольцевого центра, асимметрично расположенного в восточной части массива. За исключением пироксен-нефелиновых (ийолит-уртитов), все породы массива относятся к группе нефелиновых сиенитов (рис. 15). Наиболее поздний комплекс пород (фойяиты) слагает овальное в плане тело, остальные характеризуются серповидной формой образований, расширяющихся к западу и сужающихся (или постепенно выклинивающихся) к востоку. В целом массив занимает площадь 1300 км<sup>2</sup> и имеет в плане форму овала, вытянутого в широтном направлении. Вмещающие его архейские породы подверглись щелочному метасоматозу и в зоне непосредственного экзоконтакта превращены в гнейсы; ширина его ореола экзоконтактовой фенитизации достигает нескольких сотен метров.

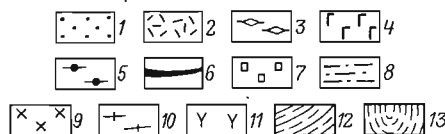
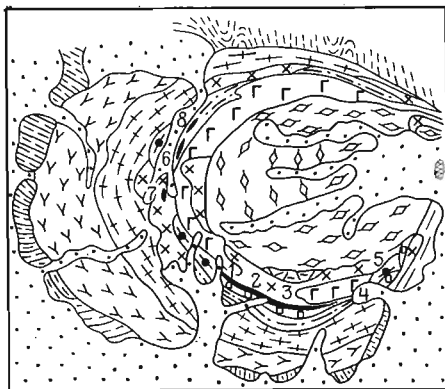


Рис. 15. Геологическая схема Хибинского массива. По Е. Володину, Н. Елисееву, С. Заку и др.

1 — четвертичные отложения; 2 — измененные нефелиновые сиениты; 3 — фойиты; 4 — среднезернистые нефелиновые сиениты; 5 — малиниты, лувариты, полевошпатовые ийолиты и ювтиты; 6 — апатит-нефелиновые породы; 7 — уртиты; 8 — ийолиты и уртиты трахитоидные; 9 — рисчорриты; 10 — хибиниты трахитоидные; 11 — хибиниты массивные; 12 — зеленокаменные породы имандра-варзугской серии; 13 — гнейсы.

Апатитовые месторождения: 1 — Кукисвумчорр, 2 — Юкспор, 3 — Расвумчорр, 4 — Коашва, 5 — Ньюкпахк-Суолауйв, 6 — Квэльпор, 7 — Поачвумчорр, 8 — Партомчорр, 9 — Лявойок.

Контакты массива в целом имеют центриклинальное падение. По данным геофизических исследований, западный и южный контакты на глубине 5—6 км выполаживаются до 40—50°. Восточный контакт массива, скрытый под наносами и прослеженный геофизическими методами до глубины 2,5 км, падает к центру под углом около 45°.

Соотношения площадей, занимаемых различными типами пород, рассчитанные А. А. Кухаренко и А. В. Галаховым [15], позволяют оценить петрографические особенности массива в целом: многофазный интрузивный комплекс сложен преимущественно двумя типами пород — хибинитами и фойитами, составляющими 75 % его площади и, вероятно, всего объема.

| Комплексы | Интрузивные фазы и серии пород                                       | Распространенность       |              |
|-----------|----------------------------------------------------------------------|--------------------------|--------------|
|           |                                                                      | площадь, км <sup>2</sup> | в %          |
| 1         | Щелочные и нефелиновые сиениты, сиенит-порфиры краевой зоны массива  | 3,58                     | 0,27         |
| 2         | Хибиниты массивные                                                   | 273,88                   | 20,64        |
| 3         | Хибиниты трахитоидные                                                | 297,23                   | 22,40        |
| 4         | Рисчорриты: эгириновые кольцевой интрузии неполнокольцевой интрузии: | 111,98                   | 8,44         |
|           | массивные слюдяные трахитоидные (огнейсованные)                      | 19,50<br>23,75           | 1,47<br>1,79 |
| 5         | Ийолит-уртиты                                                        | 83,60                    | 6,30         |
| 6         | Нефелин-apatитовые породы                                            | 2,25                     | 0,17         |
|           | Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты                       | 108,81                   | 8,20         |

|   |                                       |         |        |
|---|---------------------------------------|---------|--------|
| 7 | Фойиты:                               |         |        |
|   | трахитоидные краевых зон              | 343,82  | 25,91  |
|   | массивные центральной части интрузива | 58,50   | 4,40   |
| 8 | Щелочные лампрофиры дайковой серии    | 0,13    | 0,01   |
|   | Всего                                 | 1327,03 | 100,00 |

Апатит-нефелиновое оруденение Хибинского массива структурно и генетически связано с комплексом ийолит-уртитовой интрузии и приурочено к средней части ее разреза. Этот комплекс пород составляет 5,6 % площади массива. В соответствии с морфологией рудоносного интрузивного комплекса все известные месторождения и рудопоявления апатитовых руд объединяются в единую структуру — Юго-Западную дугу, общая длина которой по простиранию превышает 11 км, по падению — 2 км.

Рудоносная ийолит-уртитовая интрузия имеет коническую форму с крутым (60—80°) внешним и пологим (менее 30°) внутренним контактом, падающим внутрь массива. Как и интрузия ийолит-уртитов, апатитовые залежи имеют хорошо выраженные полосчатые текстуры, обусловленные послойным чередованием лейкократовых и меланократовых полос различного состава. Мощность залежей достигает 200 м, при этом нередко отмечаются серии сближенных залежей мощностью 10—30 м (месторождение Партомчорр) или платообразные тела эруптивной брекчии (месторождения Ньюкпахк). В самых мощных залежах Кукисвумчорра-Расвумчорра отмечается зональность, проявленная в смене (от лежащего бока к висячему) убогих линзовидно-полосчатых апатит-нефелиновых руд бедными рудами пятнисто-полосчатой текстуры, затем — богатыми преимущественно пятнистыми и, наконец, массивными сфен-apatитовыми рудами. Главные минералы апатит-нефелиновых руд — апатит, нефелин, эгирин-диопсид; второстепенные — сфен, титаномagnetит, полевой шпат; аксессуарные — эвдиалит, энigmatит, ринколит. Содержание апатита в рудах 25—95 %.

Г. М. Вировлянский установил приуроченность апатитового ийолит-уртитового комплекса к группе конических центриклинальных разломов, образующих единую долгоживущую тектоническую зону, которая последовательно вмещала интрузию массивных уртитов, апатитовые залежи и более поздние магматические образования. Эта зона получила название Главного рудоконтролирующего разлома Хибин. Наряду с кольцевыми коническими и цилиндрическими в последнее время установлено существенное значение радиальных разрывных нарушений. В целом для пород массива характерно наличие вертикальных и крутопадающих трещин радиальной и концентрической ориентировки, а также горизонтальных и иногда диагональных трещин. К кольцевым разрывам во вмещающих породах рамы приурочены сателлитовые тела нефелиновых сиенитов. Горизонтальная система трещин

вмещает дайки нефелиновых сиенитов и пегматитов; последние отмечаются также в послойных трещинах.

Масштабы апатитовых месторождений весьма значительные и не имеют себе аналогов в мировой практике. Они соизмеримы с интрузией уртитов, с которой они генетически связаны. Позднемагматический генезис месторождений апатита, по данным Г. В. Вировлянского, основывается на следующих фактах: 1 — апатитовые залежи секутся дайками поздних послеапатитовых пород ийолит-уртитового комплекса (полевошпатовыми урритами и ийолитами, малиньитами, ювитами), нередко с обломками апатитовых руд; 2 — пегматиты и луавриты рассекают не только апатитовые залежи, но и образованные позже апатитовые брекчии. Следовательно, апатитовые руды образовались до окончания магматической деятельности и не являются самыми последними продуктами дифференциации ийолит-уртитовой магмы, как долгое время считалось некоторыми исследователями.

**Ловозерский массив** находится в центральной части Кольского полуострова. Массив изучался многими геологами — А. Е. Ферсманом, Н. А. Елисеевым, О. А. Воробьевой, К. А. Власовым, В. И. Герасимовским, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой, А. А. Кухаренко, И. В. Буссенон, А. С. Сахаровым и другими.

Ловозерский массив площадью около 650 км<sup>2</sup> характеризуется изометричной в плане формой и представляет собой многофазный плутон центрального типа с четко выраженным кольцевым строением. Вокруг массива в кольцевой полосе шириной до 150 м отмечается фенитизация и альбитизация вмещающих гнейсов и гранито-гнейсов архея, а также вулканогенно-осадочных пород девона. Присутствие в массиве ксенолитов пород вулканогенно-осадочной свиты девона свидетельствует о малом эрозионном срезе, вскрывшем самую верхнюю часть плутона. Эта верхняя, наиболее изученная площадь Ловозерского массива сложена породами четырех последовательно сформированных комплексов (рис. 16).

1. Комплекс пегматоидных пойкилитовых и порфировидных нефелиновых и гидросодалитовых сиенитов (первая фаза).

2. Стратифицированный лопаритоносный комплекс пород ряда луавриты—фойяиты—уртиты (вторая фаза, около 73 % объема массива).

3. Комплекс эвдиалитовых луавритов (третья фаза), подразделяемый на две субфазы — собственно эвдиалитовых луавритов и мурманитовых, ловозеритовых, лампрофиллитовых порфировидных луавритов.

4. Комплекс разнообразных по составу лампрофировых даек (мончикиты, фурчиты, тингуаиты, щелочные базальты).

Породы первых трех фаз внедрения формируют как бы вложенные одно в другое воронкообразные тела с пологими контактами. Форма массива в плане близка к округлой, массив прослежен на глубину до 2 км и имеет очертания конуса, переходящего в трубовидное тело диаметром около 20 км. В целом рудоносный мас-

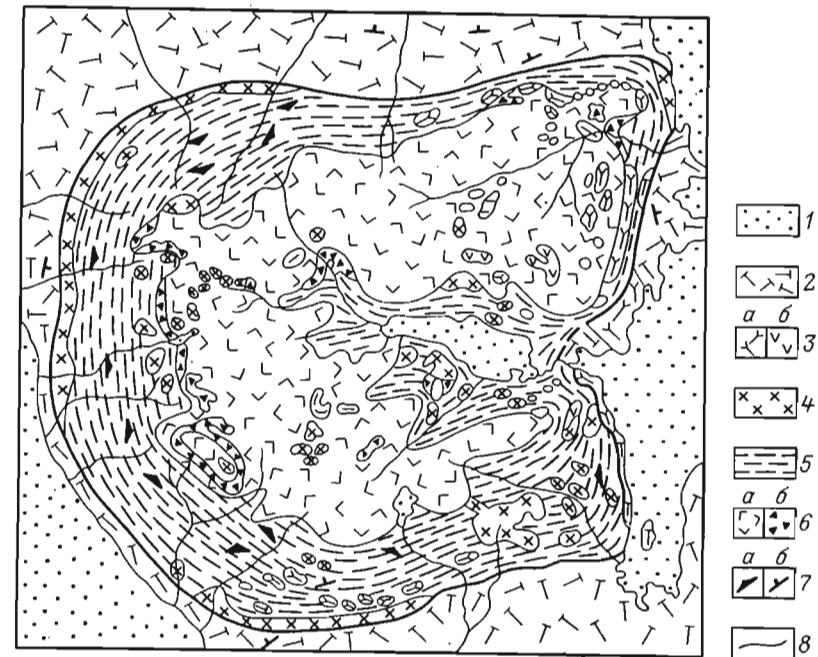


Рис. 16. Схематическая геологическая карта Ловозерского массива. По А. Б. Сахарову.

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы и гранито-гнейсы кольской серии архея; 3 — осадочные и вулканогенные породы ловозерской свиты среднего палеозоя (а — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, туфогенные сланцы, основные эффузивы и их туфы; б — метаморфизованные породы); 4 — комплекс пойкилитовых и порфировидных нефелин-содалитовых сиенитов; 5 — дифференцированный комплекс фойяитов-луавритов-уртитов; 6 — комплекс эвдиалитовых (а) и мурманитовых (б) луавритов; 7 — структурные элементы (а — ориентировка трахитоидности и первичной полосчатости в интрузивных комплексах, б — элементы залегания вмещающих пород); 8 — геологические границы

сив имеет воронко- или грибообразную форму и характеризовался, по-видимому, выпуклой, ныне эродированной поверхностью кровли.

Уникальное по генезису комплексное месторождение залегает в виде выдержанных по мощности пластов и связано с лопаритовым комплексом.

Лопаритовый комплекс (вторая фаза) сложен следующими породами: 1) луавритами, 2) фойяитами массивными и трахитоидными, 3) урритами, ювитами, луаврит-ювитами, 4) ийолитами, ийолит-урритами, малиньитами. Акцессорные минералы в них представлены апатитом, сфеном, эвдиалитом, лопаритом.

Внутреннее строение лопаритового комплекса характеризуется ритмичным чередованием многочисленных, сравнительно маломощных и хорошо выдержанных слоев, пологопадающих (10—20°) к центру массива. Отмечаются эруптивные брекчии с обломками вмещающих пород (гнейсы, кристаллические сланцы, осадочно-вулканогенные породы). Лопаритовый комплекс прорывается и местами

перекрывается эвдиалитовыми луявритами третьей фазы, иногда содержащими гигантские (до 1 км<sup>3</sup>) ксенолиты.

Основной объем лопаритового комплекса сложен меланократовыми луявритами и лейкократовыми фойяитами; остальные породы имеют подчиненное распространение. Всего до глубины 1650 м отмечается 203 отдельных слоя (луявритовых слоев 99, фойяитовых 65, ювитовых 28, уртитовых 11); суммарная мощность стратифицированного комплекса пород превышает 2 км.

В пределах изученного разреза комплекса выделено пять основных структурных единиц (ритмов), внутри которых устойчиво повторяются совокупности нескольких пород. Число таких пачек достигает 65 при мощности отдельных пачек 4—24 м.

Основной рудный минерал — лопарит, образует неравномерную вкрапленность зерен размером примерно 5 мм. Как правило, лопаритом обогащены нижние части пачек: близ границы нижнего слоя трахитоидных луявритов одной пачки и верхнего слоя массивных лейкократовых фойяитов нижележащей пачки. Вместе с тем не все такие обогащенные слои являются промышленными и из общего количества 65 лопаритовых горизонтов практическое значение имеет небольшое их число. Если нижняя граница рудного пласта устанавливается достаточно четко, то верхняя определяется по данным опробования на основании принятого бортового содержания. Оконтуренные таким образом рудные тела имеют мощность от 0,4 до 2 м, протягиваются почти через весь массив на десятки километров при практически постоянной мощности. С глубиной отмечается увеличение количества рудных слоев и повышение в них содержания лопарита.

**Сыннырский массив** среднепалеозойского возраста (300—350 млн. лет) располагается в пределах Северо-Байкальской провинции и приурочен к узлу пересечения рифтогенной зоны северо-восточного простираения северо-западными и субмеридиональными разломами.

Сыннырский массив площадью 650 км<sup>2</sup> (диаметр 25—28 км) имеет в плане округлую форму и характеризуется в целом зонально-кольцевым строением; в восточной части массива проявлены элементы псевдостратификации. По данным А. Я. Жидкова, Г. В. Андреева и В. В. Архангельской, в его строении принимают участие щелочные породы двух интрузивных фаз: массивные нефелиновые сиениты, образующие замкнутую периферическую кольцевую зону, и трахитоидные преимущественно щелочные сиениты, слагающие центральный шток (площадью 100 км<sup>2</sup>), расположенный в пределах массива эксцентрично. Наблюдения внешних контактов массива фиксируют их крутое, почти вертикальное залегание при сравнительно пологом (30—50°) центриклинальном падении в восточной части. Трахитоидность щелочных сиенитов выходяется от периферической зоны штока (60—85°) к его внутренней части (35—55°).

Вмещающие породы представлены докембрийскими осадочно-метаморфическими образованиями фундамента Байкальской склад-

чатой области, раннекембрийскими известняками, конгломератами и песчаниками, а также гранитоидами палеозойского возраста.

В северной и южной частях периферической зоны установлены полукольцевые тела эпидейцитовых порфиров. Вдоль внутреннего контакта щелочных и нефелиновых сиенитов широко развиты рудоносные метасоматиты — дуговидные и кольцевые тела псевдолейцитовых сиенитов, близких по составу ийолитам и шонкинитам, и в целом формирующие протяженные апатитоносные зоны. В пределах общей рудоносной зоны известно, по данным В. В. Архангельской, более 20 проявлений апатита различного масштаба с содержанием апатита более 10 %.

В пределах Сыннырского массива (в отличие от Хибинского) широко проявлены постмагматические процессы калиевого метасоматоза, уничтожающие апатитовое оруденение. Он менее эродирован, в нем много ксенолитов вмещающих пород, особенно в периферической кольцевой зоне. Вместе с тем, В. В. Архангельская не исключает, хотя и весьма отдаленной, аналогии между Хибинским и Сыннырским массивами и считает, что масштабы апатитового оруденения последнего будут более значительными на глубине.

### *Интрузивы ультраосновных и основных пород*

Интрузивы центрального типа основных и ультраосновных пород формируют обычно комплексные массивы; массивы, сложенные только ультраосновными или только основными породами, встречаются значительно реже.

Большинство комплексных массивов — результат дифференциации родоначальной ультраосновной или основной магмы в зависимости от глубинности магматического очага. Вместе с тем отмечаются и гетерогенные массивы, в которых формирование различных серий пород разделено значительным временным перерывом. К числу гетерогенных массивов относится, например, расположенный на Алданском щите Кондерский интрузив, в пределах которого шток докембрийских ультрабазитов окаймляется кольцевой зоной щелочных пород раннемелового возраста. По характеру рудоносности, строению и составу существенно выделяются стратиформные массивы ультраосновных и основных пород Африки и Северной Америки. Все массивы рассматриваемого типа приурочены к древним щитам — Канадскому, Африканскому, Балтийскому и Алданскому.

С массивами ультраосновных и основных пород генетически связаны магматические месторождения хрома, платины, никеля, меди, титана и железа. Самые крупные хромитовые месторождения приурочены к стратиформным массивам. Классические примеры рудных объектов этого типа — месторождения Африканской и Северо-Американской платформ. Гигантский разлом южной части эпипархейской Африканской платформы контролирует положение

ние Бушвельдского массива и Великой Дайки, возраст которых определен как ранний—средний протерозой. На Северо-Американской платформе разломы периферии Канадского щита локализуют среднепротерозойские массивы Стиллаутер, Маскок, Фискенесет.

Габбро-гипербазитовые массивы имеют форму простых или сложных лополитов с пологим падением стратифицированных комплексов пород к центру, более крутым в краевых частях. В их строении участвуют преимущественно ультраосновные и основные породы (дуниты, гарцбургиты, пироксениты, полевошпатовые гипербазиты, анортозиты, нориты, габбро), в меньшей мере диориты и гранофиры. Для массивов характерна вертикальная зональность, выраженная в уменьшении основности пород по направлению к кровле. В полном разрезе массивов выделяются следующие зоны (от подошвы к кровле): 1 — базальная дунит-перидотит-пироксенитов; 2 — критическая пироксенит-норитов; 3 — главная норит-габбро-анортозитов; 4 — верхняя габбро-диоритов.

Зоны расчленяются обычно на несколько горизонтов мощностью десятки — первые сотни метров, каждый из которых в свою очередь состоит из многих слоев различной мощности. Ритмичность обусловлена чередованием в вертикальном разрезе интрузива горизонтов, пластов, а также строением самих пластов. Пласты, как правило, выдержаны по мощности: раздувы, пережимы и разветвления отмечаются редко.

Хромитовые руды приурочены к ультрабазитам, в основном к полевошпатсодержащим разностям (анортозитам) и располагаются в нижних (базальной или критической) зонах массивов. В рудоносной зоне общей мощностью несколько сотен метров пласты хромитов чередуются с безрудными породами.

Пласты хромитов залегают, как правило, на контакте разных пород, образующих ритмы дунит—хромитит—бронзитит, бронзитит—хромитит—анортозит—норит (соответственно в пироксенитовой и анортозитовой сериях критической зоны Бушвельда), гарцбургит—хромитит—ортопироксенит—вебстерит (месторождение Маскок). В более просто построенных рудных зонах пласты хромитов залегают среди гарцбургитов (Великая Дайка, Стиллаутер), пироксенитов (Бушвельд, Ситтамкунди) или анортозитов (Бушвельд, Фискенесет).

**Хромитовые месторождения Бушвельда** характеризуются наличием многочисленных (до 27) рудных пластов громадной протяженности, измеряемой километрами, и сравнительно незначительной мощности (до 3,5 м). При этом даже маломощные пласты могут содержать уникальные запасы. Так, Стиллаутерский пласт мощностью 1,5 м и протяженностью 77 км содержит, по самым осторожным оценкам, 500 млн. т хромитов, являясь крупнейшим месторождением мира.

Уникальный природный объект (Бушвельдский магматический комплекс) слагает огромный лополит, вытянутый в широтном направлении почти на 450 км при ширине в 250 км и глубине 7,5 км. Лополит имеет сложное строение, обусловленное сочетанием пяти

блюдцеобразных тел. Формирование массива, по мнению Дж. Уиллемза, согласуется с механизмом образования конических интрузий и происходило в следующей последовательности:

1) излияние андезитовых лав, накопление туфов и образование полосчатых железных руд и яшм, внедрение силлов диабазов;

2) излияние фельзитовых лав, ассоциированных с лептитами и гранофирами;

3) главная интрузия (ранняя фаза) расслоенной серии ультраосновных и основных пород (норитовый комплекс);

4) главная интрузия (поздняя фаза) гранитной магмы (гранитный комплекс);

5) внедрение даек щелочных пород;

6) внедрение кимберлитовых послераннеюрских трубок.

С гранитным комплексом генетически связано формирование пегматитовых и грейзеновых оловянных руд, в меньшей мере гидротермальных руд золота, свинца и цинка. Расслоенный комплекс ультраосновных и основных пород вмещает магматические месторождения хрома, железа, титана, никеля, меди, платины. Месторождения сосредоточены в породах критической зоны норитового комплекса, где выделяются следующие горизонты: дунитов с хромитами, иногда платиноносными; анортозитов с титаномагнетитами; норитов с платиноносными сульфидными рудами никеля и меди.

Платиноиды представлены сульфидами, реже арсенидами, теллуридами, антимонидами, самородными металлами и ассоциируют с сульфидами железа, никеля и меди. Платиновые металлы имеют резкую палладий-платиновую специализацию.

**Медно-никелевые месторождения Садбери** связаны с одноименным массивом основных пород протерозойского возраста (1700 млн. лет), внедрившимся в краевую часть протерозойского прогиба в месте осложнения его субмеридиональными и широтными разломами. Массив представляет собой огромный лополит с центриклинальным падением контактов (30—50°), сформированный на глубинах 2—3 км, и имеет в плане форму овала, вытянутого в субширотном направлении (25×60 км).

По данным А. П. Колемана, В. Н. Коллинза, Д. В. Вильсона и др., в строении массива принимает участие дифференцированный комплекс пород, ранняя фаза которого представлена (снизу вверх): кварцевыми норитами, габбро-норитами, габбро, кварцевыми габбро, гранофирами. Авгитовые нориты и гиперстеновые габбро поздней фазы внедрения и пересекающие их дайки диоритов и взрывные брекции слагают приподнятую часть лополита.

Рудные тела имеют форму как пласто-, жилеобразных и линзовидных залежей сплошных и вкрапленных руд в основании ранних норитов (краевые донные залежи — рудники Крейтон, Меррей, Гарсон, Фальконбридж, Харди и др.), так и жил и минерализованных даек среди поздних норитов, взрывных брекчий, диоритов и вмещающих лополит породах (рудники Коппер-Клиф, Фруд-Стоби, Левак, Вермильон, Виктория). Размеры рудных тел зна-

чительные: 600—700 м по простиранию и падению при мощности до 20 м. Наиболее богатые руды приурочены к эксплозивным телам брекчий. Главные рудные минералы пирротин, пентландит, халькопирит и кубанит; известны также самородное золото, серебро, минералы платины. Руды характеризуются массивными, брекчиевыми, вкрапленными и прожилково-сетчатыми текстурами. Образование месторождений объясняется ликвационной гипотезой: формирование бедных вкрапленных придонных руд на месте их залегания и богатых более поздних руд в результате инъекции в трещины и замещения эксплозивных брекчий силикатно-сульфидным флюидом.

**Месторождения кондер-инаглинского типа.** В юго-восточной части Сибирской платформы в пределах южной периферии Алданского щита известен ряд массивов ультраосновных, щелочных и щелочноземельных пород мезозойского возраста (Инаглинский, Кондерский, Чадский). По данным А. А. Ельянова, в этих гетерогенных массивах центрального типа пространственно совмещены юрский (кондерский) комплекс дунитов и окружающие их раннемеловые (алданский и джугджурский) комплексы щелочноземельных и щелочных пород. Массивы приурочены к узлам пересечения глубинных разломов, испытавших активизацию в мезозойское время в связи с тектоническими движениями в пределах Джугджуро-Становой геоантиклинали.

Инаглинский массив залегает среди кембрийских доломитов и архейских гнейсов и сланцев. Вмещающие породы Кондерского и Чадского массивов представлены докембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами, терригенными образованиями. Вблизи массивов они приподняты и имеют куполовидную структуру, хорошо выраженную в рельефе в виде кольцеобразных хребтов, возвышающихся над окружающей территорией.

В детальном изучении обоих массивов принимали участие А. Н. Мильто, А. А. Ельянов, В. В. Архангельская, А. Г. Кац, В. М. Моралев, Н. Н. Гераков, Д. П. Шапошников, Е. П. Максимов и др. По результатам этих исследований, Кондерский и Инаглинский массивы имеют округлую форму и зонально-кольцевое строение (рис. 17), в котором основная роль принадлежит дунитовым штокам, окруженным кольцом более молодых пород щелочного и щелочноземельного ряда (сиениты, монцониты, шонкиниты, пуласкиты и др.).

Чадский массив обнажается циркообразной котловиной диаметром около 3 км и также имеет четко выраженное концентрическое строение. Центральную часть занимают дуниты, опоясанные кольцом перидотитов. Реконструкция эродированных куполовидных поднятий осадочных пород платформенного чехла, возникших в ходе внедрения ультрабазитовых штоков, позволила А. А. Ельянову определить глубину формирования рассматриваемых массивов в 600—800 м, а глубины их эрозионных срезов — в пределах от 600 до 1500 м.

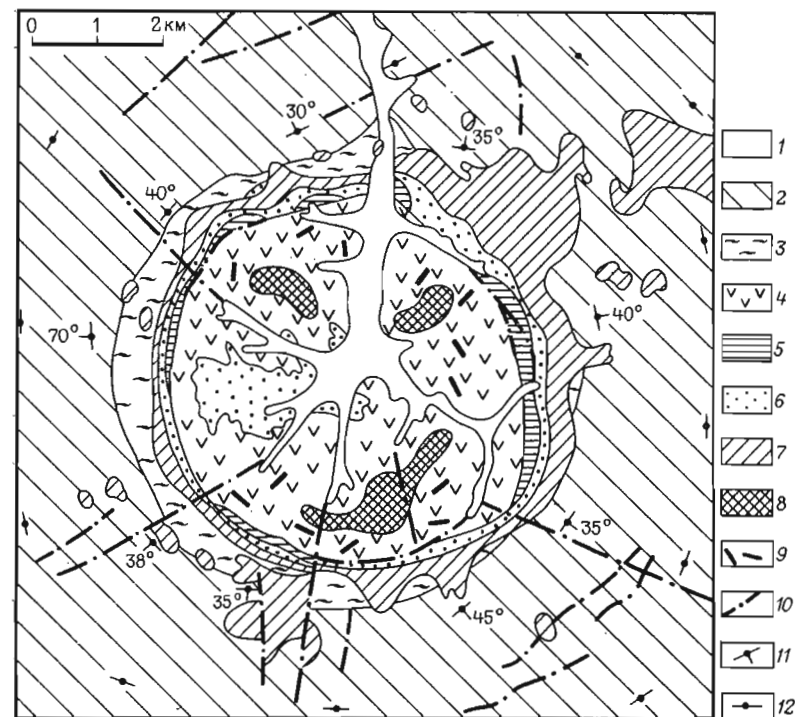


Рис. 17. Схематическая геологическая карта Кондерского массива. По А. Мильто, А. Ельянову и Г. Андрееву.

1 — четвертичные отложения; 2 — алевриты и аргиллиты (верхний протерозой); 3 — гнейсы, кварциты с прослоями мраморов (архей); 4 — дуниты; 5 — перидотиты; 6 — косыиты и биотит-пироксеновые породы; 7 — диориты, монцониты, шонкиниты, сиениты; 8 — дуниты, обогащенные хромитом; 9 — щелочные пегматиты; 10 — разрывные нарушения; 11 — наклонное; 12 — горизонтальное

Дуниты Инаглинского и Кондерского массивов, по данным Л. В. Разина, содержат сегрегации платиноносных позднемагматических хромшпинелидов, которые образуют гнезда, линзы, прожилки и жилы размером от нескольких сантиметров до первых метров. Подобные сегрегации тяготеют преимущественно к центру дунитовых штоков. Количество их возрастает с глубиной и в глубокоэродированных массивах рудные тела занимают значительные площади. Рудные сегрегации состоят нацело из хромшпинелидов или из их густой вкрапленности. Платиновые минералы, представленные поликсомом, платинистым иридием, осмистым иридием, иридной платиной и другими минералами, распределены неравномерно в виде тонких рассеянных вкраплений. Кроме того, платиновые металлы образуют изоморфную примесь в хромшпинелидах (феррихромпикотите, феррихромите).

И. С. Рожков, В. И. Кипул и Л. В. Разин, учитывая иной тип рассматриваемых ультраосновных массивов и иное геолого-струк-

турное их положение по сравнению с уральскими ультраосновными породами вместе с минералого-геохимическими особенностями платины и ее минералами-спутниками, рассматривают связанные с ними месторождения платины как особый тип месторождений, названный ими алданским.

**Харловское месторождение** (Алтай) железо-титановых руд приурочено к псевдослоистому массиву габброидных пород округлой в плане формы площадью 20 км<sup>2</sup>. По своей внутренней структуре массив сходен со стратифицированными интрузивами центрального типа и построен по центриклинальному типу с падением слоев под углом 45—60° (рис. 18). Конические центриклинальные рудные слои, представленные титаномagnetитовыми меланократовыми габбро, чередуются с безрудными габбро, норитами и анортозитами, мощность рудных слоев меняется от 15 до 150 м. Всего на месторождении выделено 10 рудных залежей при среднем содержании железа 15,3 %. Руда состоит (в %): из титаномagnetита (23—31), ильменита (5—10), оливина (2—32), пироксена (18—25), плагиоклаза (14—48) и характеризуется сидеронитовой структурой и вкрапленно-полосчатой текстурой.

#### *Интрузивы гранитоидных и щелочно-гранитоидных пород*

Интрузивы рассматриваемого типа известны на всех континентах мира, однако особенно широко они развиты на Африканском континенте (гранитные кольцевые комплексы Нигерии, Алжира, Судана, Эфиопии, Сомали и др.).

Для всех этих комплексов характерны гипабиссальные условия формирования в консолидированных участках земной коры в результате длительно эволюционирующего внутрикорового магматического очага и пульсационного поступления магматических расплавов. Свидетельством тому служат сложно построенные полукольцевые комплексы интрузивных гранитных массивов последовательного становления: Джос-Букуру, Ша-Калери, Бурра-Нинджи, Сара-Фиер и др.

Площадь массивов в плане составляет от 20 до 150 км<sup>2</sup>, в ряде случаев до 800 км<sup>2</sup>. Нередко они группируются на сближенных территориях общей площадью в 1500—1800 км<sup>2</sup>. В Австралии известен подобного типа массив Бегетоув-Лохабер площадью около 950 км<sup>2</sup>, в США — сложно построенный гранитоидный интрузив центрального типа Уайт-Маунтин. В нашей стране гранитоидные интрузивы центрального типа наиболее распространены в Казахстане (Майтас, Боровский и др.).

Среди зарубежных интрузивных массивов центрального типа лучше других изучены массивы Северной Нигерии, поскольку с ними связаны крупные месторождения ниобия. Общие черты этих массивов — раннекембрийский возраст, зонально-кольцевое строение и сходный петрографический состав гранитов. Всего здесь известно более 40 массивов, в строении которых участвуют биотитовые граниты, в меньшей мере рибекитовые, рибекит-биотитовые

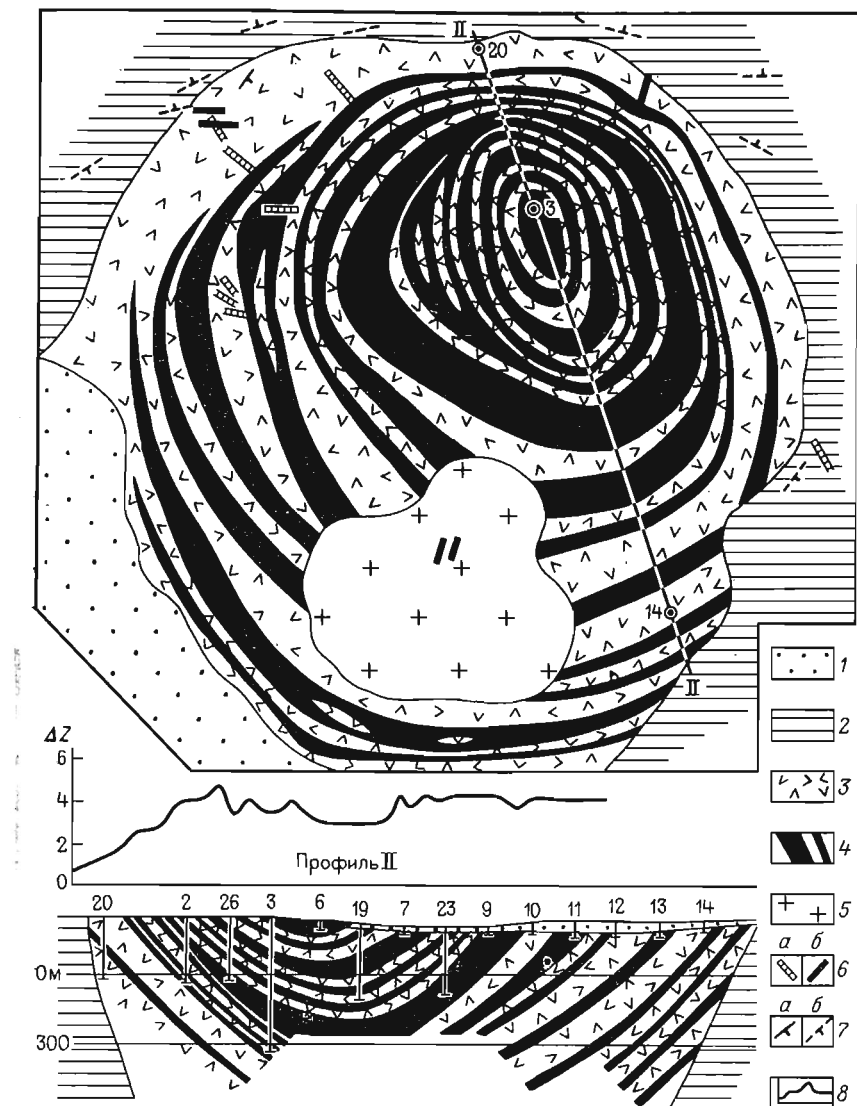


Рис. 18. План и геолого-геофизический разрез Харловского месторождения. По Т. Селиверстову и Л. Шабалину.

1 — четвертичные отложения; 2 — рогавики по терригенным породам верхнего палеозоя; 3 — габбро-нориты, анортозиты; 4 — габбро титаномagnetитовое («рудное»); 5 — гранитоиды; 6 — дайки (а — кислого и щелочного состава, б — среднего и основного состава); 7 — элементы залегания (а — трещин отдельности, б — сланцеватости); 8 — график  $\Delta Z$  (тыс. гамм)

порфиры, гранит-порфиры, амфибол-фаялитовые гранит-порфиры, микрограниты, а также сиениты и габбро. Самые распространенные ниобийсодержащие породы — биотитовые граниты, подчиненное значение имеют рибекитовые граниты, иногда содержащие в незначительном количестве эгирин. Как показали Ф. Р. Апелъцин и Л. Г. Фельдман, характерным признаком таких гранитов является обогащенность летучими компонентами, потеря которых на ранней стадии магматического этапа способствует фиксации редких элементов в составе различных акцессорных минералов (колумбите, касситерите, цирконе, ортите, ксенотиме, торите) еще до кристаллизации основных породообразующих минералов. Летучие компоненты типичны и для постмагматического этапа эволюции гранитного комплекса, что выражается в формировании кварц-вольфрамитовых и кварц-касситеритовых жил, сопровождаемых полями грейзенов.

Широкое развитие кольцевых структур, по данным С. Е. Колотухиной, А. Е. Первухиной и А. В. Рожанец, присуще всем массивам молодых гранитов Нигерии и определяет их общую округлую форму и внутреннее зонально-кольцевое или концентрическое строение.

В недавнем прошлом колумбитоносные граниты служили ведущим минеральным источником получения ниобиевых концентратов в зарубежных странах. При этом первое место принадлежало месторождениям плато Джос в Северной Нигерии. В 1953—1955 гг. доля Нигерии составляла 95 % всей добычи ниобия капиталистических стран. В последующие годы лидирующие места заняли Бразилия и Канада, освоившие новый перспективный источник ниобия — пироксеновые карбонатиты. Объектами горных разработок здесь в основном служат делювиально-элювиальные покровы гранитных интрузивов (непосредственные продукты разрушения гранитов) и коренные, в различной степени выветрелые граниты. В результате истощения их запасов роль колумбитовых россыпей заметно снизилась.

Непосредственный носитель колумбита и сопутствующих рудных минералов — сами граниты без каких-либо видимых признаков наложенной минерализации. Распределение колумбита и касситерита в биотитовых гранитах неравномерное; наиболее высокие концентрации, по данным Мак-Леода, отмечаются в гранитах определенных фаз — гранитах Букуру и особенно гранитах Форум и Рейфилд Гона ( $100\text{--}4000\text{ г/м}^3$ , в среднем  $300\text{ г/м}^3$ ). Еще выше концентрация колумбита и касситерита в гипергенно дезинтегрированных гранитах. По данным Ф. А. Вильямса, получаемый из них черновой концентрат содержит (в %): колумбита 25,8, касситерита 7,6, ксенотима 1,1, монацита 1, оранжита 5,7, циркона 45, ильменита 4,1, магнетита 6.

Гранитный интрузив Джос-Букуру состоит из трех самостоятельных интрузивных массивов (Джос, Букуру, Джарауа) общей площадью около  $850\text{ км}^2$ . К нему близко примыкают два сложных интрузивных массива центрального типа, образующие совместно

с массивами Джос-Букуру крупное интрузивное поле общей площадью  $1650\text{ км}^2$ . В целом эта серия массивов образована сравнительно устойчивыми к выветриванию породами и заметно (на  $600\text{--}800\text{ м}$ ) возвышается над окружающей территорией, сложенной породами древнего архейского фундамента (гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами, гранито-гнейсами). В структуре этих массивов сочетаются штоки, конические и цилиндрические тела крупно-, средне- и мелкозернистых биотитовых гранитов, полукольцевые тела рибекит-фаялитовых гранитов, рибекит-биотитовых микрогранитов и дайки кварцевых порфиров.

Интрузивный массив Джос-Букуру, по данным Мак-Леода, относится к типу многофазных при следующей последовательности формирования пород (от ранних к поздним): 1) риолит, 2) ранний гранит-порфир, 3) ранние граниты (первая фаза Джос — биотитовые граниты, вторая фаза Шере — рибекитовые граниты, третья фаза Нгелл — биотитовые граниты), 4) поздние гранит-порфиры (комплекс Шен-Куру), 5) поздние биотитовые граниты (фаза Делими, фаза Букуру — Сабон Гиде, фаза Рейфилд Гона и Форум), 6) поздние кислые и основные дайки. Граниты различных фаз обычно выделяются уже в поле по характерным формам выветривания, особенности их микрорельефа позволяют осуществлять картирование контактов пород. Например, граниты Джос и Нгелл наблюдаются в виде высоких обнажений с закругленными вершинами и разбиты на блоки с четко выраженной вертикальной системой трещин. В гранитах Джос проявлена горизонтальная матрацевидная отдельность, тогда как для гранитов Нгелл более характерна ячеистая отдельность. Гранит-порфиры Шен-Куру образуют высокие горы с правильными очертаниями, а граниты Рейфилд Гона и Форум — пологие выходы в связи с их меньшей устойчивостью к выветриванию. Именно последние разновидности биотитовых гранитов характеризуются максимальной концентрацией колумбита (до  $4500\text{ г/м}^3$ , в среднем  $300\text{ г/м}^3$ ). Кристаллы колумбита очень малого размера ( $0,1\text{--}0,5\text{ мм}$ ) имеют таблитчатую или короткостолбчатую форму и черную окраску. Все зарубежные исследователи считают генезис колумбита магматическим. Вместе с тем отмечается его приуроченность к альбитсодержащим разновидностям гранитов. Последние Э. А. Северов относит к генетическому типу метасоматических образований, связанных с процессом альбитизации.

Среди присутствующего в гранитах касситерита выделяется первичный (акцессорный) и вторичный в грейзенах и прожилках. Содержание первичного касситерита меняется, достигает  $600\text{ г/м}^3$  и находится в прямой связи с содержанием колумбита.

Концентрации вольфрамитов отмечаются в грейзенах апикальных частей интрузивных массивов, но главная его масса локализована в надинтрузивной зоне среди метаморфических пород.

Месторождение Сара-Фьер (Северная Нигерия) представляет собой полукольцевой интрузивный комплекс центрального типа общей площадью около  $150\text{ км}^2$  (рис. 19). Интрузив состоит из це-

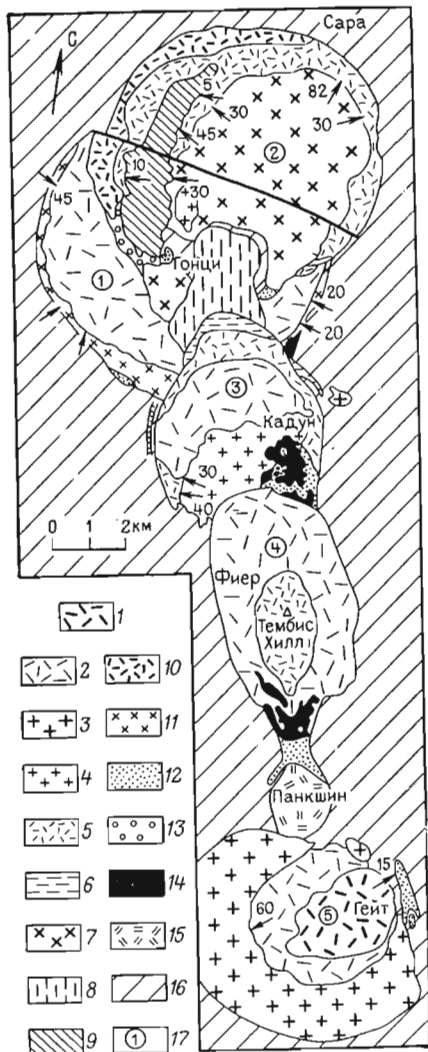


Рис. 19. Схема геологического строения гранитного комплекса Сара-Фиер. По Р. Джекобсону и др.

1 — роговообманково-биотитовые граниты; 2 — роговообманково-биотитовые граниты Фиер, Кумбу и др.; 3 — биотитовые граниты Вулли; 4 — альбит-биотитовые граниты Кадун; 5 — амфиболовые граниты Токкос, Сара; 6 — тонкозернистые граниты; 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 — центры магматизма

почки пяти сближенных кольцевых массивов, контролируемых скрытым глубинным разломом субмеридионального простирания. Диаметр отдельных массивов меняется от 8 до 14 км. Формирование их происходило последовательно с севера на юг, чему предшествовало извержение риолитов и в меньшей мере базальтов. По составу и рудоносности он является близким аналогом массива Джос-Букуру.

### Купола и штоки

Формирование куполов и штоков интрузивных пород обычно сопряжено с существенным механическим воздействием на вмещающие породы, при котором происходит как раскрытие ранее образованных тектонических трещин, расположенных непосредственно над куполами и штоками, так и образование новых. Поэтому площади развития рудолокализирующих трещин достаточно локальны, а очертания и общие размеры рудных полей в целом отражают морфологические черты и размеры куполов и штоков, над которыми (или в которых) они залегают.

Интрузивные породы принадлежат преимущественно порфировому ряду гранитоидов и представлены кварцевыми порфирами, аплит-порфирами, гранит-порфирами, монцонит-порфирами и дацитовыми порфирами. В ряде случаев структуры формируются в несколько этапов, при этом образуются купола и штоки сложного,

многоярусного строения (Клаймакс, США; Рудногорские штоки, ГДР и ЧССР). Рудолокализирующими оказываются также и трещины в ранних порфировых породах, возникшие под влиянием интрузивного давления порфиров поздних этапов становления. Поэтому в пределах отдельных месторождений широко развиты как надштоковые (надкупольные), так и внутрикупольные (внутриштоковые) месторождения и рудные тела.

Таким образом, дорудные зоны повышенной трещиноватости сформированы трещинами различной генетической природы — тектоническими (соскладчатыми и приразломными), обусловленными диапиризмом магмы, контракционными и надкупольного отслоения или обрушения. Различное сочетание и преобладание того или другого типа трещин, а также литологические особенности состава пород определяют структурно-морфологические черты месторождения и отдельных рудных тел — штокообразных, кольцевых конических, цилиндрических, дуговидных (аркообразных в вертикальном разрезе) жильных зон и жилообразных тел штокверкового строения и типичных линейных жил и жильных зон. Кольцевые рудные тела характерны для штокверковых месторождений молибдена (Клаймакс, США; Бугдая, СССР), вольфрама (Джиды, Забайкалье; Джанет, Казахстан) и олова (Альтенберг, ГДР). Линейные рудные тела широко развиты на золоторудных месторождениях, связанных со штоками гранодиоритов (Казахстан).

Анализ степени продуктивности молибденовых месторождений, проведенный В. Т. Покаловым, показал, что наибольшая вероятность встречи промышленного оруденения характерна для интрузивов однокупольного строения. Это, наряду с максимальной структурной открытостью рудолокализирующей трещиноватости самого купола и его кровли, способствовало наиболее полной концентрации теплового потока, летучих компонентов и оруденения.

Джидинское рудное поле находится в Западном Забайкалье и включает Первомайское молибденовое, Инкурское и Холтасонское вольфрамовые месторождения. Месторождения рудного поля изучались многими геологами: М. В. Бесовой, И. П. Кушнareвым, М. Н. Хулугуровым, С. С. Тентиловым, В. И. Игнатовичем, А. Ф. Коржинским, Е. П. Малиновским, А. П. Чугуновым, Н. К. Нефедовым, Г. Ф. Асташковым, М. М. Повилайтис, Д. О. Онтоевым, А. Я. Бортниковым и др.

Джидинское рудное поле расположено в пределах одноименного синклинали, сложенного осадочно-вулканогенными образованиями раннего кембрия и прорывающими их ультраосновными, основными и гранитоидными породами палеозойского возраста. В связи с проявлением процессов тектоно-магматической активизации в мезозое произошло внедрение субщелочных сиенитов, кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров и бостонитов (малокуналейский комплекс), а также лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского ранне-среднеюрского комплекса, с которым пространственно и генетически связана молибден-вольфрамовая минерализация района.

Рудное поле приурочено к антиклинальной складке, сложенной известняками и метаморфическими сланцами, перемежающимися с эффузивами, развитыми в восточной половине площади. В западной части рудного поля ядро складки прорвано палеозойскими кварцевыми диоритами. Внедрение Первомайского гранитного массива в мезозое контролировалось узлом сопряжения долгоживущих разломов северо-западного и близмеридионального простирания, заложенным в зоне контакта сланцев и кварцевых диоритов. Первомайский массив гранит-порфиров имеет в плане изометричную форму, слегка вытянут в северо-западном направлении; его юго-восточный контакт полого погружается под толщу сланцев и имеет крутое залегание на других направлениях, падая в сторону вмещающих пород (см. рис. 4).

Постмагматическая рудная минерализация проявлена зонально по отношению к Первомайскому интрузиву. В его апикальной части локализован молибденовый штокверк, в области западного экзоконтакта — существенно гюбнеритовый Инкурский штокверк, а еще дальше на запад вытягивается зона сульфидно-гюбнеритовых жил Холтасонского месторождения.

Первомайское месторождение молибдена, приуроченное к апикальной части одноименного массива гранит-порфиров, представлено штокверком, имеющим в плане форму овала, вытянутого в северо-западном направлении, а в вертикальном разрезе напоминает шляпу гриба. Края залежи опускаются ниже его центральной части, что на горизонтальных сечениях нижних горизонтов месторождения обуславливает подковообразное очертание рудного штокверкового тела. Вертикальный размах оруденения с учетом одной трети эродированной части штокверка составлял около 300 м. Как установлено И. П. Кушнаревым и В. И. Игнатовичем, по своему внутреннему строению штокверк является многосистемным, образованным прожилками различного простирания, но единого кругового падения главным образом в восточных румбах (на круговых диаграммах формируется асимметричный пояс). Мощность рудных прожилков меняется от первых миллиметров до первых сантиметров, составляя в большинстве случаев 0,5—2 см.

Инкурский вольфрамовый штокверк в плане имеет меридионально вытянутую грубоовальную форму и прослеживается на глубину до 800 м. Залегая преимущественно в кварцевых диоритах и кристаллических сланцах в западном экзоконтакте Первомайского массива гранит-порфиров, он как бы обрамляет его и частично заходит в тело материнской интрузии. Формирование рудных кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с гюбнеритом и шеелитом произошло после появления кварц-молибденитовых прожилков Первомайского штокверка и отделено от них этапом внедрения даек аплитов и сиенит-порфиров. Мощность прожилков в основном 0,1—5 см, редко достигает 10 см. Около 70 % прожилков имеют мощность 0,1—1 см.

В пределах общего контура штокверка оруденение распределено неравномерно: отмечается серия обогащенных вольфрамом пре-

имущественно широтных полос, разделенных некондиционными рудами и пустыми породами. Наиболее продуктивны Северный и Южный участки.

Холтасонское месторождение расположено в западной части Джидинского рудного поля на расстоянии 1,5 км от Первомайского гранитного массива. Оно представлено многочисленными кварц-гюбнерит-сульфидными жилами, залегающими среди кварцевых диоритов. Отдельные кварц-гюбнеритовые жилы встречаются среди первомайских гранит-порфиров и осадочно-метаморфических пород.

Основной рудоконтролирующей структурой месторождения служит зона северо-западного простирания, представленная серией разломов и трещин, залегающих кулисообразно и падающих под углами 35—50° в юго-западном направлении. Эти нарушения имеют сбросо-сдвиговый характер и характеризуются наибольшими амплитудами перемещения блоков пород (100 м и более). Протяженность зоны основного разлома более 2,5 км. В связи с тектоническими движениями по зоне основного разлома на площади развивались оперяющие трещины сколового характера близширотного (углы падения 35—50°) и северо-восточного простирания (углы падения 50—60°).

История формирования структуры Джидинского рудного поля весьма сложна. В наиболее ранний этап произошло образование основной массы трещин отрыва в апикальной части Первомайского массива гранит-порфиров в связи с давлением магмы со стороны нижних его горизонтов. Подчиненную роль играли внешние тектонические подвижки, с которыми связано заложение субширотных и субмеридиональных трещин. Возникшие таким образом трещины двойственной природы оказались главными локализаторами молибденитовой минерализации. Смещение эпицентра радиального давления вниз и к западу обусловило расширение области трещинообразования, охватившей кварцевые диориты экзоконтакта массива гранит-порфиров. Наряду с эндокинетической деформацией проявились тектонические сбросовые подвижки с образованием крупных разрывов северо-западного и северо-восточного простирания, вместивших дайки разнообразных магматических пород. Сбросы, которые контролируют кварц-гюбнерит-сульфидные жилы, получили основное развитие в западной части рудного поля, где они имеют преимущественную субширотную ориентировку и средние углы падения к югу. Сопровождающая сбросы мелкая трещиноватость приурочена главным образом к их висячим бокам.

В ряде случаев устанавливается синхронность образования рудных жил в сбросах и рудных прожилков однотипной минерализации и наблюдается переход от жильного вольфрамового оруденения к прожилковому. Такие четкие взаимоотношения наблюдаются в западной части Инкурского штокверка или за его контуром, уже в пределах жильной зоны Холтасонского месторождения. В границах самого Инкурского штокверка сбросы, как правило, слабо

минерализованы и лишь изредка локализируются кварц-гюбнеритовые и флюоритовые прожилки. Такая особенность Инкурского штокерка может быть понятна, если учесть его взаимоотношения не только с рудными жилами Холтасонского месторождения, но и с Первомайским гранитным массивом и локализованным в нем молибденовым штокерком. Как уже отмечалось, образование последнего происходило в условиях вертикально ориентированного силового воздействия, связанного, по мнению И. П. Кушнарева, с давлением магмы глубинных частей гранитного массива. Аналогичные усилия вызвали раскрытие трещин в ближайшем обрамлении штока гранит-порфиров. При такой ориентировке сжимающих усилий пологие и горизонтальные трещины были закрыты. Именно этим можно объяснить отсутствие горизонтальных и близких к ним рудных прожилков в контуре Инкурского штокерка и слабую минерализацию пологих сбросов. Характер поля напряжений в период формирования прожилков Инкурского штокерка, установленный на основе статистического анализа их пространственной ориентировки, полностью подтверждает концепцию силового воздействия со стороны глубоких горизонтов гранитного штока: линии сжимающих усилий круто направлены в сторону этого штока, а линии растягивающих напряжений как бы опоясывают его.

Таким образом, справедливо заключение Е. П. Малиновского и В. И. Игнатовича о том, что формирование Первомайского молибденового и Инкурского вольфрамового штокерков произошло последовательно, в результате проявления одного и того же поля напряжений — раскрытия крутопадающих трещин при давлении снизу, со стороны массива гранит-порфиров. Ослабление вертикальных сжимающих усилий по удалении от массива гранит-порфиров приводит к тому, что очертания штокерка приобретают линейный характер. В 1,2—2 км к западу от гранитного массива штокерк уже имеет форму линейных зон, подчиненных направлению рудных жил Холтасонского месторождения.

**Месторождение Юред-Гендерсон** — одно из крупнейших молибденовых месторождений мира [46], расположенное в рудном поясе Колорадо в узле пересечения региональных разломов северо-восточного (Бертхуд-Пасс) и субмеридионального (Васкез-Пасс) простираения. Месторождение приурочено к некку риолитовых пород олигоценного возраста (комплекс Ред-Маунтин), прорывающему докембрийские граниты. Нижняя часть некка на глубине 1350 м интродуцирована штоком гранитов Гендерсон, образующим купол апикальной части плутона (рис. 20).

На поверхности в комплексе пород Ред-Маунтин выделяются несколько разновидностей, которые все вместе образуют овальное сложно построенное неоднородное тело длиной 720 м и шириной 240—360 м. Главные разновидности пород комплекса Ред-Маунтин, сложенные в основном кварцем, калишпатом и альбитом, залегают в виде крутопадающих столбообразных тел, формирующих в совокупности некк, который с глубиной приобретает более однородное строение и постепенно расширяется: на глубине 1200 м от поверх-

ности некк имеет диаметр 1350 м. Характерны порфиоровые и пирокластические структуры пород, местами развиты брекчии. Сложное строение некка, наличие брекчий и брекчиевых структур свидетельствуют о неоднократном движении магмы по каналу, выполненному жерловыми фациями вулканических пород. Центральная часть вулканического аппарата окружена системами радиальных и кольцевых риолитовых даек, которые внедрялись в разное время. Геологи, изучавшие месторождение, насчитывают до 15 этапов и подэтапов формирования комплекса пород Ред-Маунтин.

Самыми молодыми магматическими образованиями являются порфиоровидные граниты Гендерсон, вскрытые буровыми скважинами на глубине свыше 1350 м.

Известное на месторождении разрывное нарушение «главная трещина» контролирует положение рудного тела Юред, характеризуется дуговидной в плане формой и общим падением на север. Разлом рассматривается как коническая трещина, заложенная одним из этапов внедрения кварцевого порфира и обновленная в пострудное время.

На месторождении установлены два штокерковых рудных тела — Юред и Гендерсон.

Рудное тело Юред с бортовым содержанием молибдена 0,12 % имеет протяженность 360 м, ширину 150 м и глубину распространения 285 м. При формировании рудного тела контролирующее значение имели три типа трещин: конические (главная система), радиальные и редкие разноориентированные. Кроме прожилковых руд в пределах рудного тела Юред присутствуют зоны и «жилы» рудной брекчии мощностью до 0,6 м с высоким (до 4 %) содержанием молибдена.

Рудное тело Гендерсон, залегающее над одноименным куполом гранитов, оконтурено по бортовому содержанию молибдена 0,12 % и характеризуется в плане эллипсообразной формой. Размеры эллипса 690×900 м, длинная ось вытянута в северо-восточном направлении. В целом форма штокерка напоминает опрокинутую асимметричную чашу. Мощность рудного тела 120—240 м; глубина залегания его верхней границы в среднем составляет 1050 м. Руды прожилково-вкрапленные, молибденитосодержащие; среднее содержание в рудах молибдена 0,24 %. Запасы месторождения оцениваются в 1 млн. т. Присутствующие в руде пирит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит и гюбнерит практического значения не представляют. Основная часть запасов связана с мелкочешуйчатым молибденитом в прожилках, имеющих мощность 0,3—2 мм, иногда до 25 мм. В составе таких прожилков кроме молибденита отмечаются кварц, серицит, калиевый полевой шпат, флюорит и пирит. В нижней части рудного тела Гендерсон (и особенно в граните) мощность прожилков заметно возрастает (до 25 мм), здесь они сложены серым стекловатым кварцем, мусковитом, топазом, флюоритом, иногда с биотитом. Молибденит присутствует в виде крупных сростков и розеток до 3 мм в поперечнике в зальбандах прожилков. Агрегаты такого молибденита с топазом, мус-

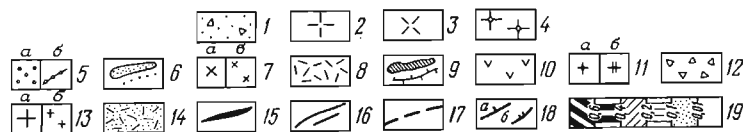
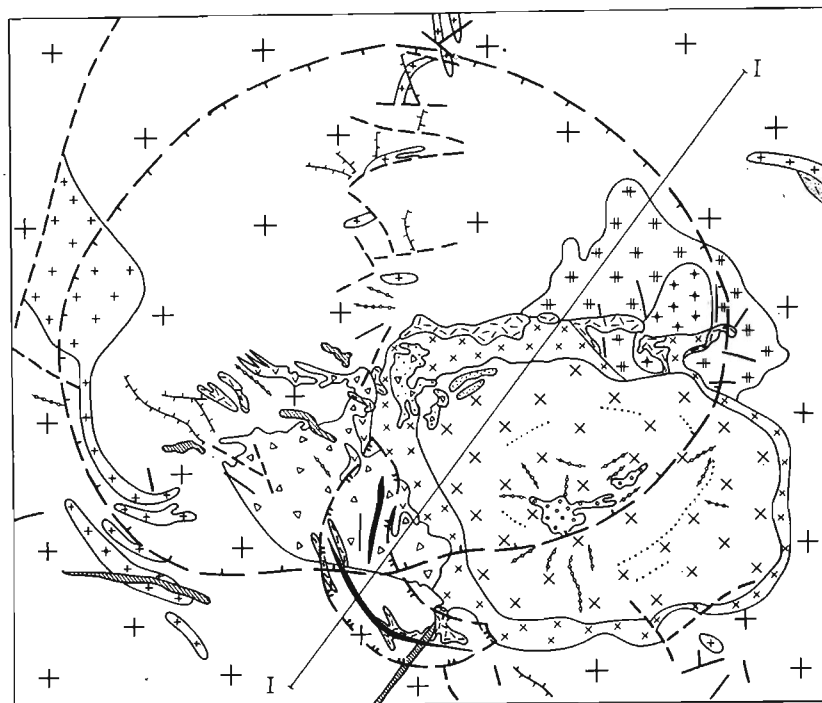
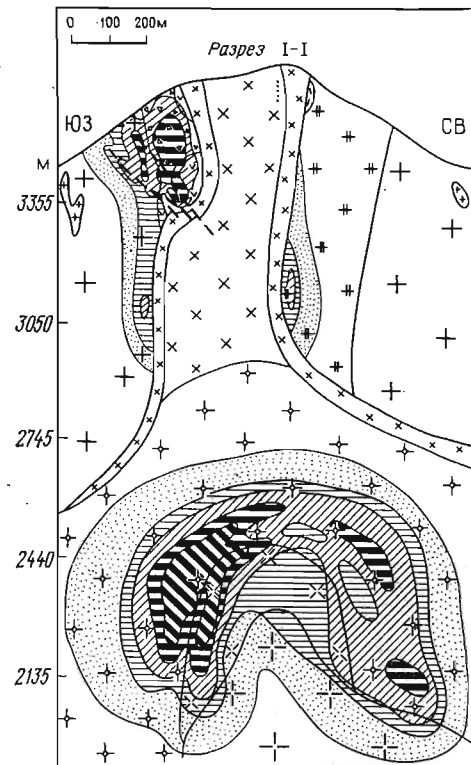


Рис. 20. Геологическая карта и разрез месторождения Юред-Гендерсон. По С. Уоллесу, В. Маккензи и др.

1 — третичная брекчия пика; 2 — порфировидные средние и тонкозернистые граниты Гендерсон; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры Праймс; 4 — кварц-полевошпатовые порфиры Юред; 5 — магматические обломочные породы (а) и их дайки (б); 6 — концентрические дайки риолитовых порфиров; 7 — кварц-полевошпатовые порфиры Ред-Маунтин (а — крупнозернистая фация, б — краевая фация); 8 — валунная брекчия; 9 — радиальные дайки риолитовых порфиров; 10 — дайки и небольшие массивы кварцевых порфиров; 11 — кварц-полевошпатовые породы свиты Восточный Кноб (а — крупнозернистые, б — мелкозернистые); 12 — кварцевые порфиры и брекчия свиты Тангстен Слайд, нерасчлененные; 13 — граниты Силвер-Плюм (а — крупнозернистые древние, б — средние и мелкозернистые молодые); 14 — кварц-полевошпатовая формация Айдахо Спрингс; 15 — жилы с молибденитом; 16 — жилы, содержащие кварц, сеоцит, родохрозит, родонит, флюорит, гематит, пирит, основные металлы сульфидов; 17 — тектонические нарушения; 18 — рудная минерализация (а — контур рудного тела Гендерсон, б — контур рудного тела Юред); 19 — рудная минерализация  $\text{MoS}_2$  (в %)



формировании штока Клаймакс установлено четыре сближенные во времени интрузивные фазы, каждая из которых сопровождалась гидротермальной минерализацией, тесно связанной с ней генетически, пространственно и во времени.

Рудные тела в целом похожи одно на другое, но интенсивность и некоторые особенности распределения минерализации в них различны. У верхнего контакта интрузивного тела каждой фазы залегают зоны сильно окварцованных пород; молибденовые рудные тела перекрывают и окружают их. Зона пирит-вольфрамовой минерализации располагается ниже молибденитовых рудных тел.

Первичный химический и минеральный состав всех интрузивных фаз, принимающих участие в строении штока Клаймакс, в общем единый. Породы каждой фазы сложены кварцем, ортоклазом, альбитом и биотитом. В пределах штока выделяются Юго-Западный и Центральный массивы, аплит-порфиры и дайки внутрирудных порфиров и гранит-порфиров, а также дайки поздних риолит-порфиров — производные четырех последовательных интрузивных фаз.

Юго-Западный массив на горизонте штольни Филлипсон имеет эллиптическое горизонтальное сечение (330×540 м) с удлинением в широтном направлении (рис. 21, а). Порфиры Юго-За-

ковитом, магнетитом и пиритом образуют линзы и гнездообразные обособления в граните. Все это позволяет связывать образование молибденита, распространенного в гранитах, с грейзеновым процессом.

**Месторождение Клаймакс** — самый крупный молибденовый штокверк мира. Оно расположено в центральной части штата Колорадо (США) в древних докембрийских гранитах, гнейсах и кристаллических сланцах фундамента Северо-Американской платформы непосредственно около крупного субмеридионального разлома Москито (сбросо-сдвиг с вертикальной составляющей смещения 2700 м и горизонтальной около 450 м), по которому докембрийские образования контактируют с палеозойской толщей пород осадочного чехла платформы.

По данным С. Уоллеса, Н. Мункастера и др. [16], породы, принимающие участие в строении месторождения, разбиты разломами различных направлений и прорваны в олигоценное время вдоль оси докембрийской антиклинальной кремнисто-щелочной магмой, из которой кристаллизовался интрузивный комплекс Клаймакс. В

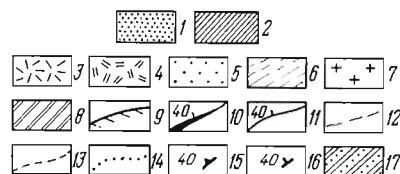
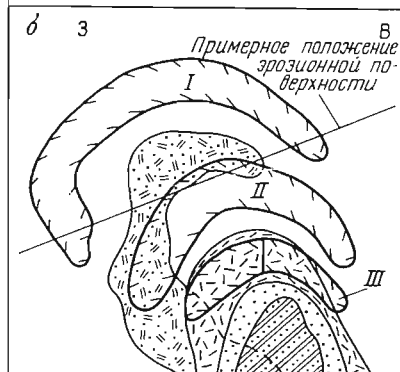
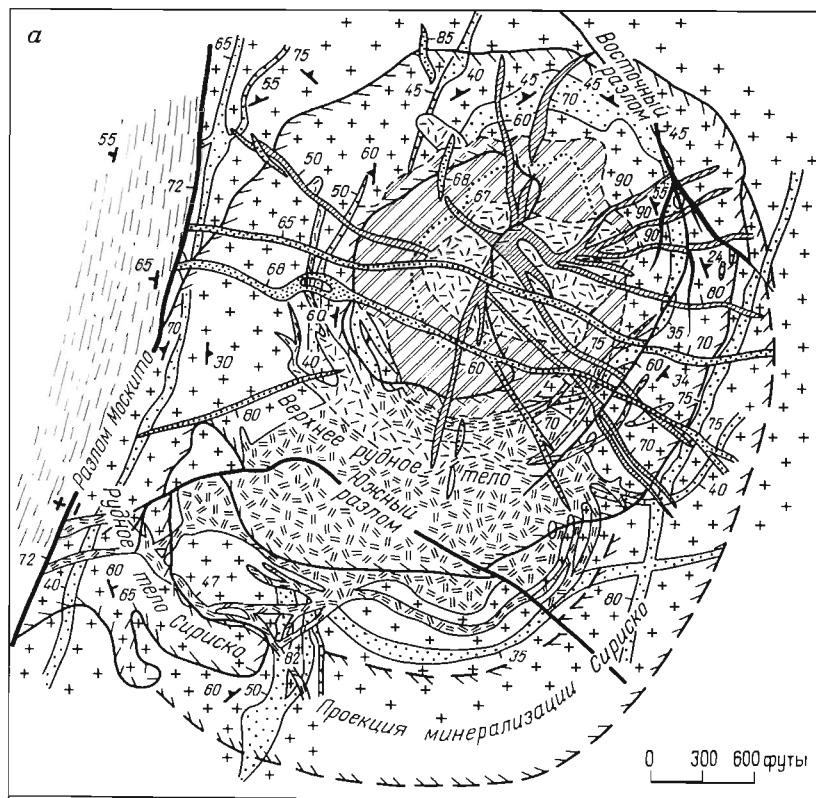


Рис. 21. Схематизированный геологический план (а) горизонта штольни Филлипсон и разрез (б) месторождения Клаймакс. По С. Уоллесу, Н. Мункастеру и др.

рирудные порфировые дайки, 3 — центральный массив штока Клаймакс, 4 — юго-западный массив штока Клаймакс, 5 — кварц-монокитовые порфиры; 6 — палеозойские породы формации Минтерри пенсильванского возраста; 7 — докембрийские граниты и кристаллические сланцы, нерасчлененные; 8 — сильно окварцованные породы; 9 — контур распространения  $\text{MoS}_2$  с содержанием 0.2%; 10 — разломы; 11 — контакты; 12 — предполагаемые контакты; 13 — постепенные переходы; 14 — предположительное положение контактов в зоне окварцевания; 15 — простираение и падение полосчатости; 16 — простираение и падение слоистости; 17 — гранит-порфиры штока Клаймакс

падного массива сложены субгидральными фенокристаллами кварца и ортоклаза, располагающимися в тонкозернистой массе того же состава. На глубине в породе установлен альбит; на участках с наименьшими вторичными изменениями выявлены чешуйки биотита. С массивом связана серия даек довольно сложной формы. Дайки местами находятся внутри рудного тела Сериско и поэтому часто оказываются весьма интенсивно минерализованными. В то же время в отдельных случаях эти дайки пересекают кварц-молибденитовые прожилки.

Центральный массив имеет форму вертикального штока с куполовидной кровлей. Горизонтальное его сечение округлое, с глубиной площадь сечения увеличивается. Диаметр штока на горизонте штольни Филлипсон достигает 360 м. В процессе формирования массива антиклинальная складка, в которую он внедрился, превратилась в брахиантиклиналь. Дайки порфиров, связанные с Центральным массивом, располагаются по его периферии и над ним, изгибаясь как в плане, так и в разрезе. По минеральному составу Центральный массив аналогичен Юго-Западному, но слагающие его минералы более крупнозернистые. В приконтактовой части местами отмечается зона закалки. Аплит-порфиры — третья фаза штока Клаймакс. При внедрении в Центральный массив они образовали шток, в кровле которого возникла система радиальных трещин отрыва, к которым приурочены дайки так называемых внутрирудных порфиров. Минеральный состав аплит-порфиров аналогичен более ранним интрузивным породам. Гранит-порфиры вскрыты скважинами ниже тела аплит-порфиров. По форме и размерам слагаемое ими тело близко к описанным более ранним интрузивным телам. С гранит-порфирами связаны дайки поздних риолит-порфиров.

В пределах месторождения Клаймакс выделяются три самостоятельных, располагающихся одно над другим рудных тел. Самое верхнее из них (рудное тело Сериско) связано с Юго-Западным массивом, нижележащее Верхнее — с Центральным и Нижнее — с аплит-порфирами (рис. 21, б).

Наиболее детально изученное Верхнее рудное тело в плане имеет округлую или кольцевую форму, а в разрезе аркообразную. Примерно в 210 м выше горизонта штольни Филлипсон диаметр его составляет около 600 м; на 60 м ниже тело представлено кольцеобразной в плане рудной зоной с внутренним диаметром около 210 м и внешним 660 м; на горизонте штольни Филлипсон тело имеет овальную в плане форму (размер длинных осей внешнего контакта 810—1080 м), ширина кольцеобразной зоны в среднем составляет около 270 м.

В процессе гидротермальной деятельности, которая предшествовала, сопровождала и завершала отложение молибдена, образовались зоны фельдшпатизации, пиритизации, вольфрамитовой минерализации и интенсивного окварцевания. Каждая из зон повторяла форму рудных зон и соответственно располагалась внутри, выше и ниже Верхнего рудного тела. Основное оруденение связано

с кварц-молибденитовыми прожилками (мощность от 1 мм до 2 см), концентрирующими 95—97 % всего молибдена. В подчиненном количестве молибденит встречается в плитообразных кварцевых жилах, в виде вкрапленности в пегматитовых линзах и аплитовых дайках, во включениях или обломках среди более молодых интрузивных пород, в виде скоплений неправильной формы и редких чешуек в сильно окварцованных породах.

Основной компонент рудных прожилков — кварц, обычно мелкозернистый, с извилистыми очертаниями зерен; встречаются также ортоклаз и флюорит. В более поздних прожилках установлены серицит, пирит и топаз. Молибденит и сопутствующие минералы отлагались путем выполнения открытых полостей, образование их часто сопровождалось широким развитием процессов метасоматического замещения.

Подстилающие Верхнее рудное тело сильно окварцованные породы, сложенные тонкозернистым белым и светло-серым гидротермальным кварцем, образуют зону диаметром около 350 м, мощностью 90—180 м, в целом повторяющую по форме рудное тело. Над рудным телом и по его периферии размещается широкая зона концентрации пирита, обогащенная вольфрамитом и гюбнеритом.

Самое верхнее рудное тело месторождения (Сириско) почти полностью эродировано. Оставшиеся корневые части представлены зоной убогих руд и минерализованных пород диаметром около 1350 м. Это рудное тело располагается на большем удалении (120—150 м) от контакта с Юго-Западным массивом; Верхнее рудное тело удалено от Центрального массива на 60—90 м. Менее интенсивно в пределах тела Сириско развита и трещиноватость вмещающих пород.

Нижнее рудное тело месторождения располагается в 30—60 м над кровлей массива аплит-порфиров и по размерам несколько уступает вышележащему. В верхней его части выявлено несколько поздних пологопадающих кварц-молибденитовых жил мощностью до 30 см, которые, как полагают С. Уоллес и др., приурочены к трещинам оседания. В основании Нижнего рудного тела располагается зона окварцованных пород. Вольфрамоносная зона располагается не только над молибденовым оруденением, но и «проникает» достаточно глубоко во внутреннюю его часть.

Широко, но весьма неравномерно на месторождении проявлена поздняя «безрудная» стадия (кварц, пирит, серицит, топаз, флюорит, каолинит, родохрозит, халькопирит, сфалерит, галенит, гюбнерит, молибденит), образования которой наблюдаются в зонах разлома, в пегматитовых линзах, в виде тонких прожилков в различных порфирах.

В штокверковых рудных телах месторождения Клаймакс развита густая сеть мелких минерализованных трещин, количество которых достигает 50 на 1 м. Обычно степень трещиноватости возрастает к висячему боку рудных тел. Ведущее значение имеют вертикальные трещины радиальной ориентировки и трещины со средними углами падения, подчиненное — пологопадающие трещины.

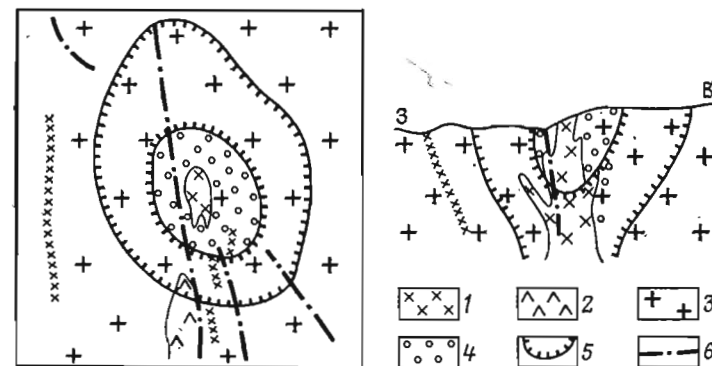


Рис. 22. Геологическая схема и разрез Бугдаинского месторождения. По Б. Чернову.

1 — гранит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры; 3 — биотитовые граниты; 4 — калишпатизированные и окварцованные породы; 5 — контуры молибденовой минерализации; 6 — разрывные нарушения

С. Уоллес, Н. Мункастер и другие геологи пришли к выводу, что образование таких трещин тесно связано с механизмом формирования сложного штока Клаймакс и прежде всего с проявлением интрузивного давления в процессе его становления.

**Бугдаинское месторождение** (Забайкалье) приурочено к кольцевой зоне измененных палеозойских гранитов, окаймляющей ядро окварцованных и калишпатизированных гранитов, прорванных штоком гранит-порфиров. В плане штокверк имеет овальную форму, вытянут в меридиональном направлении и воронкообразно сужается на глубину, частично входя в ядро измененных палеозойских гранитов и в шток молодых гранит-порфиров (рис. 22). Штокверк представляет собой сеть различно ориентированных разноразмерно образовавшихся прожилков и в меньшей мере жил. Молибденовое оруденение на месторождении связано главным образом с меридиональной, северо-западной и кольцевой системами крутопадающих трещин. Образование первых двух систем рудовмещающих трещин обязано подвижкам по разрывным нарушениям. По мнению Б. С. Чернова, кольцевые трещины возникли под действием давления со стороны штока гранит-порфиров. Они определили в основном концентрически-зональное строение месторождения с ранней молибденовой минерализацией в центре и более поздней низкотемпературной полиметаллической в его периферической части. Такое строение обусловлено стадийным развитием гидротермального процесса, при котором раннее окварцевание центральной части месторождения препятствовало дальнейшему проникновению гидротермальных растворов.

**Месторождение Джанет** (Центральный Казахстан) представлено штокверком молибденит-, в меньшей мере вольфрамитсодержащих прожилков, развитых в кровле и проникающих в апикальную часть гранитного массива, скрытый купол которого находится на

глубине 140—150 м [44]. По данным Ю. Г. Иванова, Р. Н. Мальковой, В. А. Мельниковой и Т. М. Лаумулина, рудное тело имеет форму сужающегося с глубиной столба с горизонтальным сечением, вытянутым в северо-западном направлении. Глубина оруденения около 400 м. Рудовмещающие трещины в основном образовались в результате воздымания и проседания надинтрузивной кровли в связи со становлением рудоносного материнского интрузива. Формирование конуса повышенной трещиноватости обусловлено наибольшим сдвижением вмещающих пород над куполом интрузии. Прожилки обычно прямолинейны и имеют четкие контакты; мощность их от долей миллиметра до 10 см, протяженность от 5 см до 50 м. Наиболее густая сеть прожилков развита в экзо-контакте гранитной интрузии на глубинах 40—250 м.

**Месторождение Альтенберг (ГДР)** приурочено к небольшому (0,5×0,5 км) изометричному в плане куполу гранитов, прорывающему кварцевые порфиры и гранит-порфиры Рудных гор. На глубине 200 м от поверхности в пределах этого купола выявлен другой («внутренний») купол гранитов. Рудное тело представлено крутопадающим уплощенным штоком эллипсовидного очертания в плане размером около 300×400 м. Оно сложено грейзенами с густой сетью маломощных кварцевых прожилков. В участках перехода рудного тела к неизмененным гранитам отчетливо видно, что оно образовалось при слиянии околпрожилковых зон грейзенов. Рудное тело прослеживается до глубины 230 м, т. е. примерно до «внутреннего» купола гранитов.

Рудная минерализация, преимущественно оловянная и в меньшей мере молибден-висмут-вольфрамовая, локализована как среди грейзенов в виде мелкой вкрапленности, так и в многочисленных кварцевых прожилках в грейзеновом штоке. Мощность кварцеворудных прожилков обычно не более 5 см. По составу среди них различают кварц-флогопитовые с вольфрамитом и касситеритом и кварц-касситеритовые. Известны также более поздние сульфидные и безрудные кварц-карбонатные и кварц-флюорит-баритовые прожилки. Сульфидная минерализация отчетливо тяготеет к периферии грейзенового тела, тогда как во внутренних частях развита преимущественно олово-висмут-молибден-вольфрамовая. С глубиной количество сульфидов резко сокращается, одновременно возрастает число прожилков с вольфрамитом и молибденитом. Характерно также увеличение содержания олова с глубиной; от 0,2 % у поверхности до 1 % вблизи «внутреннего» купола гранитов.

**Золоторудное месторождение Ламан (Канада)** приурочено к штоку гранодиоритов. Шток имеет в плане очертания, близкие к эллиптическим (100×250 м). Рудные жилы падают под углами 45—50° от центра штока и быстро выклиниваются во вмещающих породах; мощность жил от 20 см до 6 м. Местами они расщепляются, переходя в штокверки. Формирование месторождения было многостадийным. В золоторудных кварц-турмалиновых жилах установлены анкерит, шеелит, пирит, халькопирит. Золото крупное и

обычно приурочено к контактовым частям жил. Характерны кристаллические текстуры жильного выполнения и друзовые пустоты с крупными кристаллами кварца и пирита.

## ВУЛКАНО-ПЛУТОНЫ, ВУЛКАНЫ И ЭКСТРУЗИВНЫЕ КУПОЛА

Вулкано-плутоны начинали формироваться в условиях расширения земной коры как вулкано-тектонические депрессии, в которых после мощных эксплозивных извержений происходило опускание кольцевого блока над опустошенным приповерхностным магматическим очагом и возникала кальдера проседания. Позже, уже в условиях сжатия развивался интрузивный магматизм, центральная часть вулканической постройки прорывалась куполом, лополитообразным (Караоба) или более сложной формы телом гранитоидов (Коунрад, Актогай). Например, в постмагматический этап на месторождении Караоба формировались линейные и дуговидные жилы со штокверковой минерализацией между ними, а на месторождении Коунрад — конической формы штокверковое тело с безрудной сердцевинной.

В строении штоков и конических тел вулкано-плутонов щелочно-ультраосновного состава принимают участие главным образом карбонатиты, агломераты и полевошпатовые брекчии, менее распространены нефелиновые сиениты и ийолиты. Вулкано-плутоны имеют концентрически-зональное строение, руды локализованы в полукольцевых и дуговидных телах (табл. 4).

Среди вулканов выделяются слабозеродированные и глубокоэродированные постройки. К первым относится месторождение Асио в Японии — коническое сооружение вулканитов кислого состава, рассеяемое линейными жилами. К этой же группе принадлежит месторождение Канганкунде в Малави — вулкан общей овальной в плане формы, сложенный карбонатитами, полевошпатовыми брекчиями и агломератами. Рудные тела здесь имеют полукольцевую и дуговидную форму. Известны также вулканические купола основного состава, в которых размещены колчеданные месторождения со стратиформными линзовидными и неправильной формы рудными телами. Глубоко вскрытые вулканы представлены жерловицами (некками) цилиндрической формы, выполненными вулканитами кислого и среднего состава с характерными линейными жильными рудными телами (оловянное месторождение Корольке в Боливии и золоторудное месторождение Нагаи в Венгрии).

Экструзивные купола вулканитов кислого и среднего состава широко распространены в Румынии (Бая-Сприе, Бэица и др.). Для них типичная цилиндрическая форма с раструбом вверх и линейные рудные тела. На месторождениях Потоси и Ллаллагуа в Боливии купола имеют форму овального конуса с вершиной вниз и рассекаются линейными жилами сложной формы.

Характеристика вулканоплутонов, вулканов и экструзивных куполов

| Тип и подтип кольцевого комплекса | Породы, слагающие комплексы | Морфологический тип кольцевых комплексов                             | Форма рудного тела                            | Рудные компоненты |                   | Примеры месторождений                         |
|-----------------------------------|-----------------------------|----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|-------------------|-------------------|-----------------------------------------------|
|                                   |                             |                                                                      |                                               | основные          | попутные          |                                               |
| Вулкано-плутоны                   | Гранитоидные                | Кислые вулканиты, гранитоиды                                         | Лополитообразное тело с гребневидным выступом | W                 | Mo, Sn, Bi        | Караоба (СССР)                                |
|                                   |                             |                                                                      | Усеченный конус вершиной вниз                 | Cu                | Mo                | Коунрад (СССР)                                |
|                                   |                             |                                                                      | Субвертикальные конические тела               | Cu                | Mo                | Актогай (СССР)                                |
|                                   | Щелочно-ультраосновные      | Карбонатиты, нефелиновые сиениты, ийолиты                            | Шток овального сечения                        | Nb, TR            | P                 | Чилва (Малави)                                |
|                                   |                             | Карбонатиты, агломераты, полевошпатовые брекчии, нефелиновые сиениты | Субцилиндрические и конические тела           | TR, P             |                   | Тундулу (Малави)                              |
| Вулканы                           | Слабоэро-                   | Кислые вулканиты                                                     | Конус вершиной вниз                           | Cu                | Sn, W, Pb, Zn, Bi | Асио (Япония)                                 |
|                                   |                             | Карбонатиты, полевошпатовая брекчия, агломераты                      | Штоки овального горизонтального сечения       | TR, P             |                   | Канганкунде, Сонгве, Намангали (Малави) и др. |
|                                   |                             |                                                                      |                                               |                   |                   |                                               |

|                     |                      |                                     |                                        |                                                 |                    |           |                              |
|---------------------|----------------------|-------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------------------|--------------------|-----------|------------------------------|
| Экструзивные купола | Лированные           | Вулканиты основного состава         | Вулканические купола                   | Стратиформные линзы                             | Cu, Zn             |           | Сибайское рудное поле (СССР) |
|                     |                      |                                     |                                        | Стратиформные линзы и залежи неправильной формы | Cu, Pb, Zn, Au     |           | Маднеули (СССР)              |
|                     |                      |                                     |                                        | Сложные наклонные залежи                        | Cu, Pb, Zn         |           | Николаевское (СССР)          |
|                     | Глубокоэрозированные | Кислые вулканиты                    | Цилиндрические тела                    | Линейные жилы                                   | Sn, Ag             | W, Bi     | Корольке (Боливия)           |
|                     |                      | Вулканиты среднего состава          |                                        |                                                 | Au                 |           | Пагаг (ВНР)                  |
|                     |                      | Кислые вулканиты                    | Куполовидные тела                      | Коническое тело вершиной вниз                   | Ag                 | Au        | Дукатское (СССР)             |
|                     |                      | Вулканиты среднего состава          | Цилиндрическое тело с раструбом вверх  | Линейные жилы                                   | Pb, Zn, Cu, Au, Ag | W         | Бая-Сприе (СРР)              |
|                     |                      |                                     |                                        |                                                 | Pb, Zn, Cu, Au, Ag |           | Бэнца (СРР)                  |
|                     |                      | Вулканиты кислого, среднего состава | Овального сечения, конус вершиной вниз | Линейные жилы                                   | Ag, Sn             | W, Bi, Cu | Потоси (Боливия)             |
|                     |                      | Кислые вулканиты                    |                                        |                                                 | Sn, Bi             | W, Zn, Cu | Ллаллагуа (Боливия)          |

## Вулкано-плутоны гранитоидного типа

**Медно-порфировое месторождение Коунрад** (Казахстан) приурочено к вулcano-плутону центрального типа и располагается в пределах мощной Коунрад-Борлинской зоны глубинных разломов. Оно было открыто и впервые описано М. П. Русаковым в 1928 г. Позже в его изучении принимали участие А. И. Ечеистов, Н. И. Наковник, С. Ф. Машковцев, Я. Д. Готман, К. С. Газизова, А. Н. Полетаев, З. М. Нурбаев и др.

Как показал А. Н. Полетаев, месторождение приурочено к пологой (углы наклона крыльев 18—26°) вулcano-тектонической депрессии, в строении которой принимают участие вулканомиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты, покровы андезитовых лав и кислые эффузивно-экструзивные образования раннего карбона. В краевой части депрессии обрамляется кольцевыми коническими центриклональными разломами, к которым приурочены дайки кварцевых порфиров, штоки диоритов, трубообразные тела эксплозивных брекчий и галечниковые брекчии, образующие два концентрических дайковых пояса. Первый размещается в экзоконтакте депрессии в девонских отложениях, второй — непосредственно в зоне контакта с девонской толщей.

Депрессия в центральной части прорвана округлым экструзивным куполом кварцевых порфиров, фельзитов и сферолит-порфиров площадью около 5 км<sup>2</sup>. От купола отходят апофизы, образованные лавовыми потоками.

В более позднее время (C<sub>2-3</sub>) жерловая часть экструзивного купола была прорвана куполовидным телом гранодиоритов и гранит-порфиров, к которым приурочены практически все промышленные руды месторождения.

Площадь месторождения рассечена кольцевыми и двумя тектоническими разломами северо-северо-восточного простирания и опирающимися их субширотными разрывами (рис. 23).

Специфическая особенность месторождения Коунрад — развитие эксплозивных трубок брекчированных пород, а также более поздних галечниковых даек. Среди брекчий выделяются ранние (первого этапа) и поздние (второго этапа) образования.

Брекчии первого этапа слагают два трубообразных тела. Трубки сложены измененными угловатыми обломками вмещающих пород (гранодиоритов и гранодиорит-порфиров) размером от 1 см до 1,5 м с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита; встречаются также и обломки вторичных кварцитов по липаритам [26]. Обломки сцементированы темно-серым стекловатым кварцем с небольшой примесью мелкочешуйчатого серицита. Брекчии пересекаются густой сетью жильного (штокверкового) кварца с прожилково-вкрапленной молибденово-медной минерализацией (основные руды месторождения). Трубки прорывают гранодиорит-порфиры и в свою очередь сами рассекаются дайками кварцевых диоритов

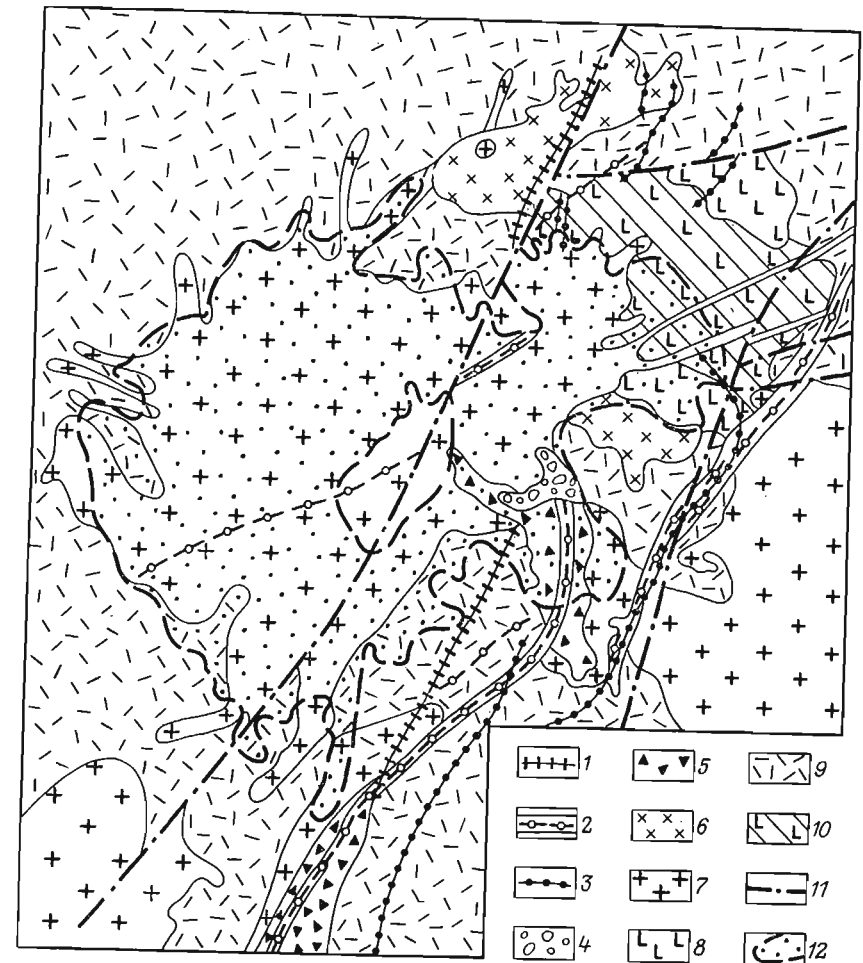


Рис. 23. Геологическая схема месторождения Коунрад.

1 — дайки диоритовых порфиров; 2 — дайки гранодиорит-порфиров; 3 — галечниковые дайки; 4 — брекчии второго этапа; 5 — брекчии первого этапа; 6 — гранодиорит-порфиры поздних штоков; 7 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры основной интрузивной фазы; 8 — диабазы; 9 — липариты и игнимбриты; 10 — андезиты и их туфы с прослоями туфопесчаников; 11 — тектонические нарушения; 12 — контуры промышленных руд

и диоритовых порфиров, а также поздними брекчиями.

Брекчии второго этапа слагают два трубообразных тела и галечниковые дайки. Первое тело имеет в плане неправильную подковообразную форму (30×100 м), второе — изометрично (10×10 м). Выполняющие их обломки менее изменены, и по общему облику породы напоминают агломератовые литокластические туфы. По составу и форме обломков поздние брекчии сходны с ранними, однако в них отмечаются кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры и обломки жильного (штокверкового) кварца с основной

рудной минерализацией. Преобладающий цемент имеет вид песчаника или алевролита и состоит из обломков гранитоидов (5—10 %), кварца (35—40 %), полевого шпата (24—30 %), биотита (2—3 %) и рудных минералов (до 2 %). Брекчии второго этапа пересекаются прожилками поздней минерализации с гребенчатым кварцем, крупночешуйчатым молибденитом, галенитом и сфалеритом.

Галечниковые дайки сосредоточены в пределах полукольцевого пояса, а также в северной и юго-восточной частях месторождения, где они приурочены к трещинам, сопряженным с субмеридиональным разломом. В восточной части месторождения известна галечниковая дайка, приуроченная к дуговидному разрыву. Галечниковые дайки пересекают все развитые на площади месторождения породы; мощность их меняется от 0,15 до 2 м, а протяженность по простиранию составляет первые сотни метров, иногда 650 м. Выполняющие их, почти всегда округлые, обломки более разнообразны по сравнению с брекчиями трубок. Чаще всего в составе обломков встречаются кварцевые диориты, диоритовые порфириды, гранодиорит-порфиры и кислые вулканические породы, реже обнаруживаются порфириды и диабазы, а также неизвестные на поверхности месторождения породы — граниты и гранофиры.

Рудное тело месторождения Коунрад представлено трубообразной залежью (с безрудной сердцевиной), круто погружающейся в юго-юго-западном направлении. В разрезе тело имеет форму пологого усеченного конуса меньшим основанием вниз. Богатые руды связаны с зоной вторичного сульфидного обогащения.

На месторождении известны медные, молибденовые и барит-полиметаллические руды. Основные полезные компоненты медь и молибден. Большая часть молибдена отлагалась одновременно с медью, меньшая — с полиметаллами. Молибденовая минерализация представлена небольшими неправильной формы телами, полиметаллическая приурочена к линейным тектоническим трещинам, главным образом северо-восточного простирания.

Руды содержат пирит, халькопирит, халькозин, молибденит, энаргит, теннантит, блеклые руды, сфалерит, галенит, марказит, ильменит и другие минералы. Интенсивные гидротермальные изменения рудовмещающих пород привели к образованию вторичных кварцитов, кварц-серицитовых пород, аргиллизитов, альбит-биотитовых метасоматитов, пропилитов, грейзенов и др.

Постмагматический процесс начался формированием вторичных кварцитов (ранняя стадия первого этапа рудоотложения). Вслед за этим возникли ранние трубообразные тела брекчированных пород с кварц-серицитовыми изменениями цемента брекчий. Позже отлагались минералы меднорудной стадии (вторая стадия первого этапа), которая представлена в ранних трубках густой сетью кварцевых прожилков, образующих штокверк с прожилково-вкрапленной молибденово-медной минерализацией. Синхронно с рудоотложением происходила аргиллизация вмещающих пород.

После завершения первого рудного этапа произошло внедрение даек кварцевых диоритов, начали формироваться поздние трубообразные тела брекчированных пород, в которых рудная минерализация первого этапа наблюдается в обломках.

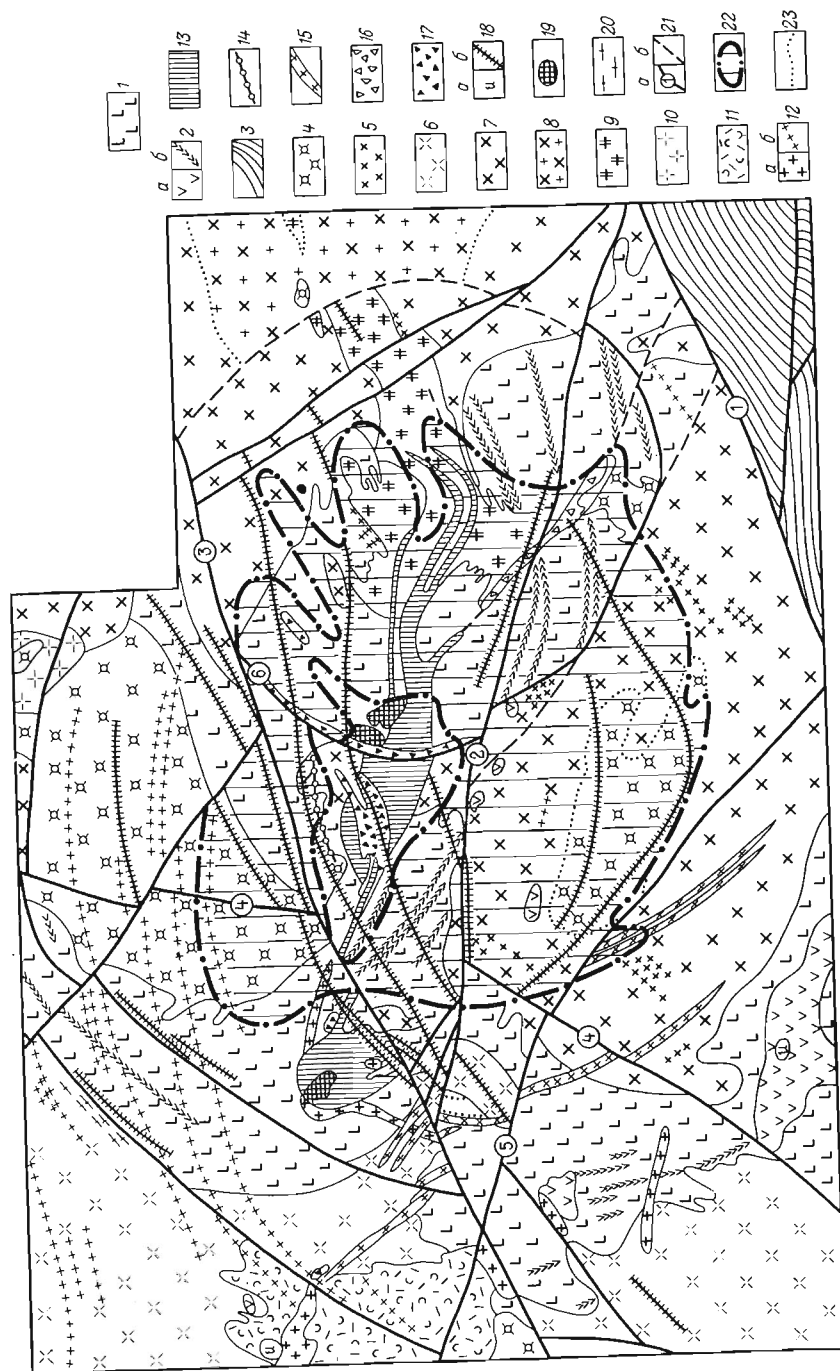
После грейзенизации и образования поздних брекчиевых трубок проявилась полиметаллическая стадия второго этапа рудоотложения. С ней связано отложение каолинита II, диккита II, серицита II, жильного «гребенчатого» кварца и сопровождающих их рудных минералов — пирита II, магнетита, молибденита II, барита, сфалерита, халькопирита II, галенита, блеклых руд и других минералов. Полиметаллическая минерализация контролировалась линейными трещинными зонами северо-восточного простирания, которые накладывались на минерализацию первого этапа. Постмагматический процесс завершился отложением позднего кварца III, крупночешуйчатого мусковита, диккита III, халькопирита III, а позднее — сидерита, кальцита, хлорита и других минералов.

**Медно-порфировое месторождение Актогай** (Казахстан) расположено в пределах позднепалеозойского Балхашско-Илийского вулканического пояса. В изучении месторождения принимали участие многие геологи (А. И. Полетаев, А. М. Красников, А. К. Киселев, Ю. А. Сергейко, Ф. М. Ибрагимов, Ю. К. Кудрявцев, Л. Ч. Кыдырбеков, В. Ф. Штифанов, М. Д. Нурпенсов, Л. В. Мельникова, Б. М. Нуртуганов, Р. Т. Садвакасов, В. Н. Сычев, С. Н. Тимофеев), материалы которых широко используются в данном описании.

Месторождение приурочено к Колдар-Тайсоганскому поднятию, ось которого прослеживается в западно-северо-западном направлении (рис. 24). Поднятие пересекается тремя сближенными продольными глубинными разломами. К узлам пересечения одного из них (Актогайского) с разрывами северо-восточного и северо-западного простираний приурочено Актогайское рудное поле.

В геологическом строении вулканоплутона центрального типа, к которому приурочено Актогайское рудное поле, принимают участие вулканогенно-осадочные образования и прорывающие их разновозрастные породы сложного многофазного интрузивного комплекса.

Месторождение Актогай находится в центральной части вулканотектонической депрессии, сложенной осадочно-вулканогенными породами и ограниченной серией кольцевых и полукольцевых разломов, к которым приурочены дайки и субвулканические интрузии. Большая часть депрессии, имевшей первоначально форму удлиненной в северо-западном направлении мульды размером 3,0×4,5 км, уничтожена интрузией; сохранились лишь отдельные останцы. Останцы сложены туфами и лавами андезитов и андезито-базальтов, сменяющихся к ее центру туфами дацитового состава. Углы падения пород на крыльях 25—30°, а в центре мульды залегание почти горизонтальное; мощность осадков здесь более 600 м. На западном фланге месторождения среди гранитоидов выявлены ос-



татки вулканической постройки центрального типа, сложенной липарит-дацитовыми туфами и игнимбритами.

Из интрузивных образований на площади месторождения встречены все разности пород позднекаменноугольного комплекса, наиболее распространены ранние гранитоиды: крупно-среднезернистые диориты и кварцевые диориты. Мелкозернистые порфировидные диориты образуют на месторождении два небольших тела.

Неравномернозернистые кварцевые диориты, слагающие восточную часть месторождения, в зоне контакта с вулканитами прорваны гранодиоритами. Последние в виде куполовидной апофизы ответвляются от крупного выхода фанеритовых гранодиоритов, обнажающихся к востоку от месторождения. Изометричная в плане апофиза в разрезе имеет коническую форму. Порфировидные гранодиориты прорывают кварцевые диориты, а купольная часть апофизы прорывает игнимбиты и туфы дацитов. Биотитовые граниты второй фазы, встреченные только на севере месторождения, интродуцируют мелкозернистые порфировидные диориты и неравномернозернистые кварцевые диориты.

Дайки ранних гранитов и кварцевых порфиров развиты главным образом к северу и западу от месторождения и сравнительно редко непосредственно в его пределах. На флангах месторождения они совместно с субвулканическими штоками и дайками участвуют в строении кольцевого пояса. Все перечисленные дайки пересекают ранние диориты и кварцевые диориты, а также субвулканические диабазы, андезиты и микродиориты. Падение их независимо от состава всегда к центру депрессии.

Широко распространены на месторождении «порфировые» дайки дополнительной интрузивной фазы. Они принимают участие в строении кольцевого пояса, прослеживаются вдоль скрытого Актогайского глубинного разлома и уходят в северо-западном направлении за пределы месторождения. На площади месторождения установлена мощная, сложная по своей морфологии дайка гранодиорит-порфиров западно-северо-западного простирания (рис. 24). На восточном фланге она расщепляется, образуя своеобразную искривленную структуру типа «конского хвоста»; в центральной части имеет раздвиг, а на западе переходит в маломощ-

Рис. 24. Геологическая схема Актогайского месторождения.

1 — стратиформные отложения керетасской свиты; 2 — субвулканические штоки (а) и дайки (б) керетасской свиты; 3 — осадочно-вулканогенные отложения колдарской свиты; 4 — мелкозернистые порфировидные диориты; 5 — метасоматически измененные кварцевые диориты и гранодиориты; 6 — среднезернистые диориты и кварцевые диориты; 7 — неравномернозернистые кварцевые диориты; 8 — фанеритовые гранодиориты; 9 — порфировидные гранодиориты; 10 — крупнозернистые биотитовые граниты; 11 — спекшиеся туфы и игнимбиты липарит-дацитового состава; 12 — штоки (а) и дайки (б) мелкозернистых гранитов, кварцевых порфиров; 13 — гранодиорит-порфиры; 14 — кварцевые диорит-порфиры; 15 — плагиогранит-порфиры; 16 — брекчии с кварц-биотитовым цементом; 17 — брекчии с серицит-турмалиновым цементом; 18 — поздние штоки диабазов (а), дайки диабазов, диабазовых и диоритовых порфиров (б); 19 — монокварцевые тела; 20 — мигматизированные диориты; 21 — крупные разломы (а): 1 — Южно-Колдарский, 2 — Новоактогайский, 3 — Малый Колдарский, 4 — Меридиональный, 5 — Фланговый, 6 — Малый Кольцевой; предполагаемые тектонические нарушения (б); 22 — контуры рудного штокверка; 23 — фациальные границы

ную дайку и сопрягается с идентичным ей по составу почти изометричным штоком. В центральной части дайка прорвана дуговидным телом взрывных брекчий с серицит-турмалиновым цементом.

На месторождении широко распространены дайки диабазов и диоритовых порфиров, которые прорывают все известные здесь породы и прослеживаются вдоль субширотных нарушений или расположены в кольцевом поясе.

Известные на месторождении взрывные брекчии по возрасту и составу разделяются на две группы — синрудные с кварц-биотитовым цементом и послерудные с серицит-турмалиновым. Трубообразные тела брекчий с кварц-биотитовым цементом установлены в зоне контакта куполовидной апофизы порфировидных гранодиоритов. Брекчии с серицит-турмалиновым цементом выявлены в центральной и западной частях месторождения; наиболее крупная из них (в центральной части) прорывает дайку гранодиорит-порфиров и имеет форму усложненной дуговидной линзы. От брекчий с кварц-биотитовым цементом послерудные брекчии отличаются пятнисто-черной окраской и более крупными размерами обломков. В последних наряду с гранитоидами и вулканитами встречены обломки цементирующей массы ранних брекчий. Молибденит-медное оруденение встречается в таких трубках только в пределах обломков; известна и наложенная поздняя полисульфидная минерализация.

Породы, принимающие участие в строении месторождения, расчленены густой сетью различно ориентированных, разновозрастных тектонических и кольцевых разломов со сложными взаимоотношениями между ними. Более ранние кольцевые нарушения, возникшие в процессе проседания депрессии, сосредоточены в основном на западном и северо-западном флангах месторождения, представлены зонами дробления мощностью 5—10 м и падают к центру депрессии под углами 55—80°. Часто к ним приурочены субвулканические тела диабазов, андезитов, дайки микрогранитов, кварцевых порфиров или дуговидные тела взрывных брекчий с серицит-турмалиновым цементом.

Часть кольцевых разрывов, обрамляющих центральную часть месторождения и развивающихся около куполовидной апофизы порфировидных гранодиоритов, видимо, была заложена в процессе их внедрения. Типичным представителем этой серии является Малый кольцевой разлом — зона брекчирования и милонитизации, падающая под углом 85—87° от центра структуры. Известны также дугообразные разломы в северной и северо-западной частях месторождения.

Среди тектонических нарушений установлены две сопряженные системы разломов северо-западного и северо-восточного простираний, ограничивающие центральный блок месторождения, и западно-северо-западного и северо-северо-восточного простираний, характеризующие, по-видимому, два разновозрастных этапа деформации пород.

Границы рудного тела месторождения установлены по данным опробования. Рудное тело в плане имеет несколько удлиненную в северо-западном направлении неправильную овальную форму с извилистыми контактами на восточном фланге. В разрезе тело конусовидное, с зубчатым выклиниванием. Руды сплошные с неравномерным распределением молибденово-медного оруденения. Главную роль на месторождении играют первичные руды, локализованные в гидротермально измененных диоритах, кварцевых диоритах, порфировидных гранодиоритах, гранодиорит-порфирах, дайковых гранитах, игнимбритах и туфах дацитового состава, а также в разнообразных взрывных брекчиях. Рудные минералы встречаются в виде вкрапленности или совместно с жильными минералами, слагают сеть тонких переплетающихся прожилков.

Помимо меди и молибдена в рудах содержатся в качестве сопутствующих компонентов селен, висмут, кобальт, вольфрам, олово, свинец, цинк, мышьяк и другие элементы. В первичных рудах присутствуют битумы (метильные и метиленовые радикалы, а также следы парафиновых и метиловых групп), впервые обнаруженные Е. М. Поплавко.

Гипогенные минералы месторождения представлены рядом парагенетических ассоциаций, из которых важнейшей является пирит-молибден-халькопиритовая раннещелочной стадии минералообразования (табл. 5).

Породы, вмещающие оруденение, обычно ороговикованы и скарнированы. Широко развиты процессы пропилитизации, биотитизации, калишпатизации, окварцевания и турмалинизации. С зонами ороговикования в экзоконтактах ранних гранитоидов часто связаны небольшие гнездообразные тела эпидот-гранатовых скарнов. Пропилитизацией, биотитизацией и калишпатизацией затронуты все известные на месторождении породы кроме брекчий с серицит-турмалиновым цементом и базитовых даек. Молибденово-медные руды приурочены, как правило, к биотитизированным и слабо калишпатизированным породам, но их почти нет в кварц-калишпатовых метасоматитах.

Серицитизация проявлялась на месторождении дважды — синхронно с молибденово-медным оруденением и после него. Два раза проявились и процессы пропилитизации; при этом ранняя пропилитизация (альбитизация, актинолитизация, хлоритизация и эпидотизация) возникла несколько раньше биотитизации и калишпатизации. Поздняя пропилитизация произошла на месторождении после отложения молибденово-медных руд и выразилась в пропилитизации и эпидотизации пород, частично при этом происходило переотложение медного оруденения. Вслед за поздней пропилитизацией развивалась турмалинизация и поздняя мусковитизация, а затем отложилась полисульфидная минерализация. Завершился гидротермальный процесс на месторождении образованием многочисленных цеолитовых и карбонатных прожилков. В размещении гидротермально измененных пород и руд проявлена отчетливая концентрическая зональность.

Таблица 5  
Минеральный состав и форма проявления основных паратектических ассоциаций первичных руд месторождения Актогай

| Стация минералообразования   | Ассоциация                            | Форма проявления                                                            | Минералы                                                                              |                                                                                                                                       |
|------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                              |                                       |                                                                             | главные                                                                               | второстепенные                                                                                                                        |
| Раннещелочная (продуктивная) | Магнетитовая                          | Гнезда, вкрапленники                                                        | Магнетит, титаномagnetит, альбит, актинолит                                           | Ильменит, ильменорутит, хлорит, эпидот                                                                                                |
|                              | Пирротин-кубанитовая                  | Мелкие овальные и ксеноморфные включения в минералах последующих ассоциаций | Кубанит, пирротин, пентландит, халькопирит                                            | Валлерит, маккинавит, тронилит                                                                                                        |
|                              | Пирит-молибденит-халькопиритовая      | Прожилки, гнезда, вкрапленники                                              | Пирит, молибденит, халькопирит, вольфрамит, борнит, микроклин, биотит, кварц, серицит | Гематит, магнетит, арсенопирит, вольфрамит, тетраэдрит, сфалерит, галенит, сфен, карролит, кобальтпирит, лейкоксен, сафлорит, дигенит |
|                              | Пирит-серицитовая                     | Прожилки                                                                    | Пирит, кварц, серицит                                                                 | Халькопирит, ангидрит, мушкетовит, хлорит, рутит                                                                                      |
|                              | Халькозин-борнитовая                  | Гнезда, прожилки                                                            | Халькозин, розовый борнит, «окисленный» халькопирит                                   | Дигенит, ковеллин, джарлент (?)                                                                                                       |
| Щелочно-регенерационная      | Эпидот-прениитовая                    | Прожилки, гнезда                                                            | Прениит, эпидот, регенерированный халькопирит                                         | Апатит, пирит                                                                                                                         |
| Борнокислотная               | Полисульфидная (галенит-сфалеритовая) | То же                                                                       | Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, турмалин, серицит, мусковит, кварц, кальцит    | Теннантит, виттихенит, штромшерит, барит                                                                                              |
| Позднещелочная               | Цеолит-карбонатная                    | Прожилки, гнезда                                                            | Халькопирит, кальцит, цеолиты                                                         | Гематит, пирит, шеедит, молибдошеелит, марказит, серицит, хлорит, флюорит, рожевиковый кварц                                          |

Месторождение Актогай — одно из интереснейших в научном и практическом отношении медно-порфировых объектов Казахстана. Оно приурочено к сложному узлу пересечения тектонических разрывов, среди которых решающая роль принадлежит Актогайскому глубинному разлому, уходящему в подкоровую область. В узле пересечения разломов была заложена вулканотектоническая депрессия, которая после мощных взрывных извержений осложнилась кальдерой проседания.

Месторождение связано с внутрикоровым магматическим очагом в основании гранитно-метаморфического слоя земной коры, который неоднократно активизировался тепловыми потоками верхней мантии.

В истории формирования рудного поля и месторождения периоды вулканической активности неоднократно сменялись проявлениями многофазного интрузивного магматизма. Участок месторождения пространственно связан с крупной сложной морфологии дайкой гранодиорит-порфиров западно-северо-западного простирания.

Породы, вмещающие оруденение, подверглись интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям. Для различных фаций гидротермального метаморфизма характерно концентрически-зональное размещение.

Кольцевое в плане рудное тело месторождения имеет зубчато выклинивающуюся с глубиной конусовидную форму. В составе руд установлены пирит, магнетит, халькопирит, молибденит, борнит, сфалерит, галенит, ковеллин, кубанит, дигенит и другие минералы. Руды прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Рудоотложение происходило в пять стадий и развивалось в гипабиссальных условиях.

**Караобинский вулканоплутон** (Центральный Казахстан). В его пределах локализовано одноименное рудное поле с комплексной кварц-вольфрамит-молибденит-касситеритовой минерализацией. В изучении оруденения в разное время принимали участие многие исследователи: Г. Н. Шерба, А. Н. Строганов, О. А. Синев, Л. П. Ермилова, В. К. Денисенко, Л. И. Сериков, Г. Ю. Коломенский, А. А. Фролов, С. В. Белов, А. В. Лозовский.

Вулканоплутон приурочен к зоне Караоба-Шалгинского разлома северо-западного простирания, осложняющего Приатасуйский прогиб в северной части Чу-Илийского рудного пояса. Наибольшим распространением в пределах Караобинского рудного поля пользуются девонские эффузивно-пирокластические образования, представленные туфами, лавами и игнимбритами липаритового, реже лацитового и андезитового состава. Эта толща мощностью 1,5–2 км залегает на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений и имеет в целом северо-западное простирание при пологом падении на юго-запад. В западной и юго-западной частях рудного поля на вулканогенных породах залегают терригенно-карбонатные отложения позднего девона — раннего карбона, выполняющие наложенную мульду.

Караобинский вулcano-плутон имеет сложное кольцевое строение: внешнее кольцо диаметром около 5 км соответствует ареалу развития эффузивных пород девона; в его пределах выделяется соподчиненная кольцевая структура низшего порядка диаметром около 2,5 км, определяющая положение кальдерообразной впадины. Вулканогенные породы прорываются Караобинским гранитным массивом пермского возраста, расположенным в пределах кальдеры (рис. 25). Апикальная часть его, вскрытая эрозией на площади 1,2 км<sup>2</sup>, имеет форму полукольцевого вытянутого в восточном направлении гребневидного выступа, осложненного серией куполов. Все слагающие массив граниты относятся к лейкократовым разностям и были сформированы в следующие три фазы: 1 — крупнозернистые биотитовые граниты; 2 — среднезернистые мусковитовые граниты; 3 — мелкозернистые порфировидные аляскитовые граниты. По данным С. А. Акылбекова, проводившего в районе геофизические исследования, Караобинский массив в поперечном сечении имеет в целом форму, близкую к лополиту, но со значительно утолщенной центральной частью, где мощность его составляет около 2 км. На глубине массив несколько вытянут в северо-западном направлении.

Серия кольцевых и линейных разрывных нарушений разбивает рудное поле на ряд блоков. В наиболее приподнятых блоках с унаследованной тенденцией к воздыманию установлены локальные куполовидные выступы интрузии.

Постмагматические процессы, наиболее интенсивно связанные с третьей интрузивной фазой, по данным большинства исследователей, проявились в следующей последовательности: 1 — пегматиты шлировые; 2 — калишпатизация гранитов; 3 — альбитизация гранитов; 4 — площадная грейзенизация ранних гранитов; 5 — кварц-молибденитовые жилы и прожилки и околожильная грейзенизация; 6 — дайки аплитов и аплитовидных гранитов; 7 — кварц-вольфрамитовые жилы и прожилки с минералами молибдена, олова, висмута и околожильная грейзенизация; 8 — кварц-вольфрамит-сульфидные жилы и прожилки; 9 — жилы гребенчатого кварца; 10 — кварц-флюоритовые жилы; 11 — кальцитовые жилы; 12 — халцедоновые прожилки; 13 — цеолитовые прожилки. Минералы вольфрама, висмута, молибдена и олова локализованы в рудных телах трех структурно-морфологических типов: в жилах выполнения, в площадных и околожильных метасоматитах — грейзенах и в многочисленных прожилках, образующих штокверки.

Рудные жилы в пределах Караобинского месторождения группируются в две зоны: субширотную зону полого падающих на север кварц-молибденитовых жил и зону крутопадающих кварц-вольфрамитовых жил (с молибденитом, касситеритом и висмутыми минералами), простирающие которых меняется от широтного на юге через северо-восточное и меридиональное в центре, до северо-западного на севере месторождения, что придает этой жильной зоне дуговидное очертание (рис. 26).

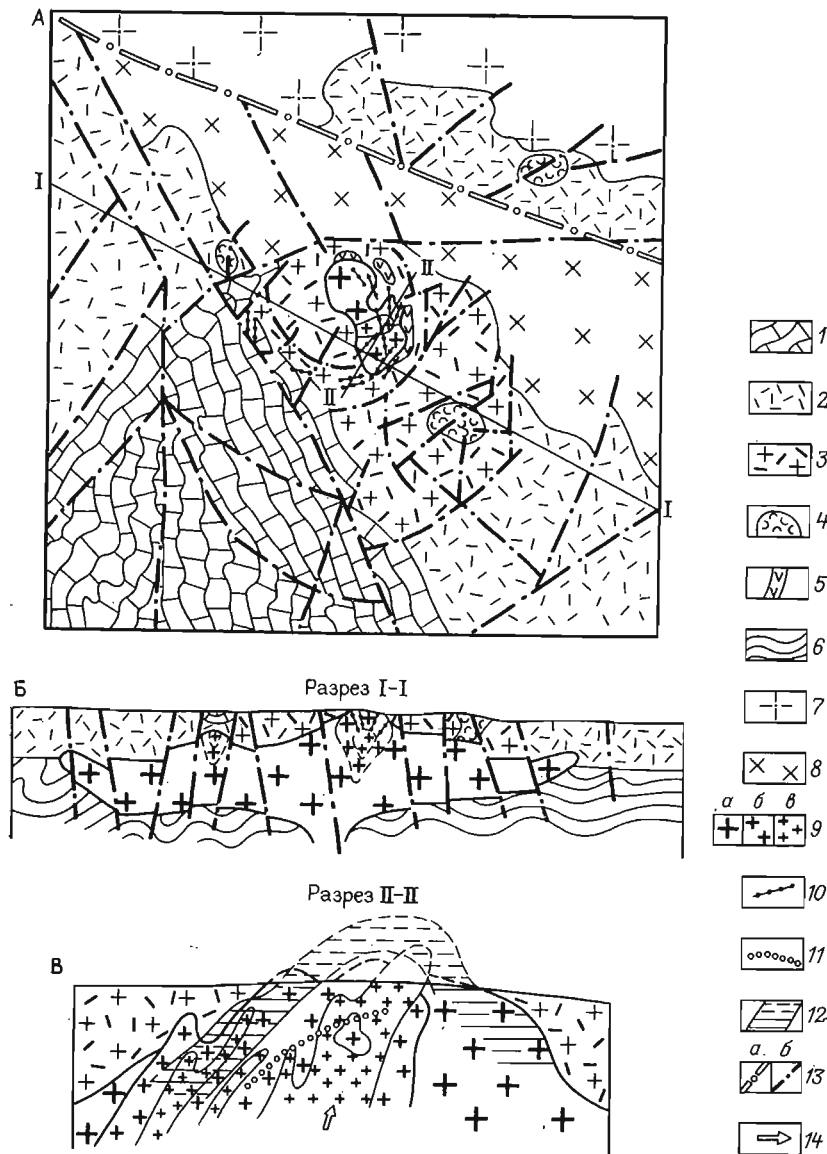


Рис. 25. Геолого-тектоническая схема Караобинской вулcano-плутонической структуры (А) и разрезы: Б — форма и строение Караобинского интрузива, В — внутреннее строение центральной части Караобинского куполовидного выступа.

1 — терригенно-карбонатные породы; 2 — вулканогенные породы; 3 — покровной фации (туфы, туффиты, игнимбриты липаритового, реже андезитового состава); 4 — субвулканической фации (липариты, липаритовые порфиры); 5 — жерловой фации (лавы, лавобрекчии, фельзит-порфиры); 6 — диабазы, диабазовые порфиры; 7 — терригенные породы складчатого основания; 8 — граниты биотитовые; 9 — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры; 10 — лейкократовые граниты Караобинского интрузива (а — крупнозернистые первой фазы, б — среднезернистые второй фазы, в — мелкозернистые третьей фазы); 11 — кварцеворудные жилы; 12 — контуры максимальной плоскости разреза зоны пересечения навстречу падающих рудных жил; 13 — установленные, пунктирные — предполагаемые; 14 — разрывные нарушения: (а — региональные, б — небольшой протяженности); 15 — положение оси максимального сжатия в период становления второй и третьей интрузивных фаз

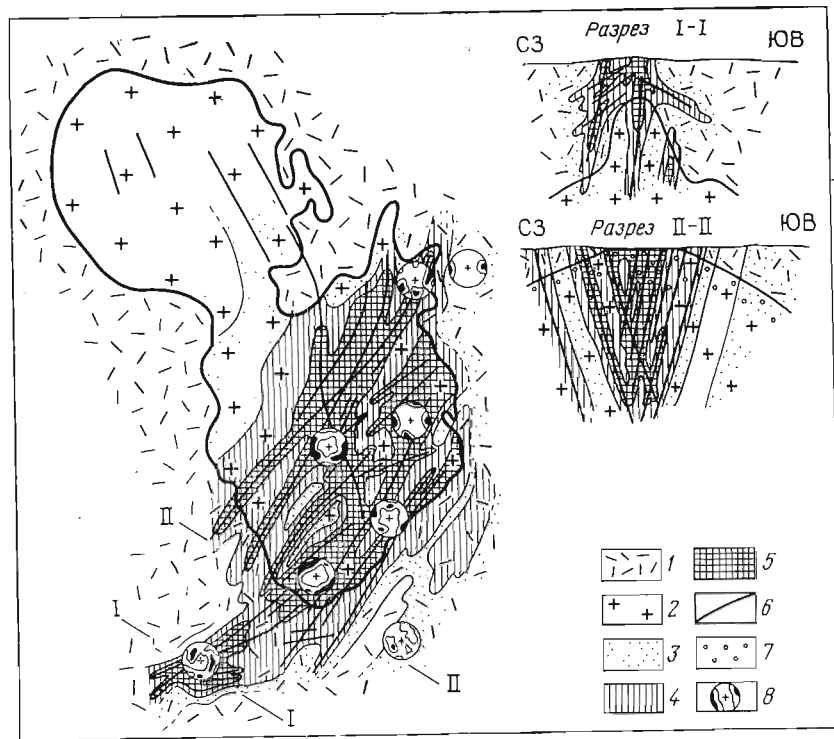


Рис. 26. Схемы строения Караобинского месторождения.

1 — липаритовые порфиры; 2 — граниты; 3—5 — поля распространения жильно-прожилкового оруденения, содержание: 3 — минимальное, 4 — среднее, 5 — максимальное; 6 — рудные жилы; 7 — вкрапленные руды; 8 — круговые диаграммы ориентировки рудных прожилков

Кварц-молибденитовые жилы залегают в южной части Караобинского месторождения, главным образом в липаритовых порфирах кровли гранитного массива над скрытым куполом и в его верхней части, затухая с глубиной. Особенности морфологии противоположных стенок жильных полостей свидетельствуют, по данным А. Н. Строганова, о нормальном раскрытии трещин в ходе минерализации и о их отрывном характере. Среднего, реже крутого падения кварц-молибденитовые прожилки северо-восточного, широтного и северо-западного простираний соединяют пологопадающие кварц-молибденитовые жилы, которые секутся крутопадающими кварц-вольфрамитовыми жилами и прожилками.

Кварц-касситеритовые жилы залегают преимущественно в восточной части месторождения в области эндоконтакта гранитного массива и характеризуются по отношению к нему главным образом радиальной (субширотной) ориентировкой при субвертикальном падении. Их положение в общей схеме стадийности формирования месторождения точно не установлено.

Кварц-вольфрамитовые жилы располагаются в основном в гребневидном выступе гранитов, быстро выклиниваются во вмещаю-

щих породах и образуют систему навстречу падающих трещинных тел с оперяющей сеткой междужильных прожилков. Наиболее крупные жилы сходятся на глубинах 650—1000 м. О сколовом характере рудовмещающих трещин свидетельствуют их морфология, значительная протяженность по простиранию и на глубину.

Кварц-вольфрамитовые прожилки на месторождении образуют крупный штокверк, также приуроченный к апикальной части гранитного массива и отвечающий в основном кварц-вольфрамитовой и кварц-вольфрамит-сульфидной стадиям рудного процесса. Наиболее четко штокверк выражен в центральной части месторождения, представляя собой междужильное прожилкование, которое, как и жильная зона, следует дугообразному гребневидному выступу гранитного интрузива. Плотность штокверка от 2 до 30 (в среднем 7—8) прожилков на 1 м. Мощность прожилков 0,3—5 см, в среднем 0,7—0,8 см. Объем кварцево-прожилковой массы в штокверке 4—8 %, а с учетом жил — 15 %. Анализ распределения рудных прожилков в контурах Караобинского месторождения показывает, что кварцеворудный штокверк по своей морфологии подчинен системе наиболее крупных рудных жил. Прижилльные зоны характеризуются наиболее высокой плотностью кварцеворудных прожилков (от 10 до 20 на 1 м), а центральные части междужильных блоков обладают минимальной их плотностью (до 2 прожилков на 1 м, см. рис. 26).

В истории формирования Караобинского рудного поля можно наметить следующую последовательность событий. В ранне-среднедевонское время происходило формирование эффузивно-пирокластической толщи. Ее значительная мощность указывает на интенсивность вулканических процессов, а отсутствие шаровых лав, повсеместное развитие агломератов и их туфов свидетельствует о наземном характере и высоком коэффициенте эксплозивности вулканизма. Основным поставщиком вулканогенного материала служил активный вулканический центр, пространственно соответствующий положению вулканической постройки — сопки Караоба, представляющей собой эродированный стратовулкан центрального типа асимметричного строения, имевший на периферии ряд эксцентричных паразитических вулканических жерл. В этот период произошло заложение внешнего кольца общей структуры, отвечающего ареалу развития эффузивных пород. С механической активностью вулкана связано и формирование специфической трещиноватости, образующей пояс крутопадающих трещин в пределах главного конуса Караобинского стратовулкана.

В средне-позднедевонское время происходит усиление вулканической деятельности; вслед за ней, видимо, за счет опустошения магматического очага возникает проседание кольцевого блока с образованием кальдеры. В каменноугольное время с движениями по долгоживущему Караоба-Шалгинскому разлому связано появление крупных сколовых трещин субмеридионального простирания. В пермское время становление гранитного интрузива, внедрившегося в вулканогенные толщи кальдеры, контролировалось кру-

топадающими кольцевыми разрывами и субгоризонтальными отслоениями в кальдере. Ориентировка трещин и прожилков как внутри, так и в надинтрузивной зоне массива, отражает следы силового воздействия внедряющегося магматического расплава, последующих деформаций, связанных с контракцией гранитоидов при остывании, и наложенных тектонических разрывов. Заложение мелких крутопадающих трещин в породах кровли в дорудный этап было обусловлено в основном вертикально ориентированными сжимающими усилиями интрузивного давления на ранних этапах становления гранитного массива. Погогие трещины образовались позже и главным образом в пределах верхней части гранитного интрузива в результате сокращения его объема в начальный этап остывания. Контракционные трещины вместили небольшие шлировые пегматитовые тела, которые своим многоярусным расположением подчеркивают конфигурацию поверхности интрузива. Часть таких контракционных трещин, как установили С. В. Белов, и А. А. Фролов, была активизирована и позже контролировала развитие специфических прожилков замещения.

Дальнейшее остывание и «глубинная» контракция интрузива, вызвавшие рост вертикальных растягивающих напряжений, привели к образованию в породах кровли краевых трещин отрыва среднего и пологого падения, вместивших затем кварц-молибденитовые жилы и прожилки. Последующие деформации концентрировались в апикальной части остывших гранитов и обусловлены давлением снизу. Причиной таких усилий, вызвавших существенно сколовую деформацию, являлись поздние внедрения «внутренних» гранитов, существование которых на нижних горизонтах подтверждается наличием даек аплитов и гранит-порфиров. Вначале приоткрывались трещины радиальной ориентировки, которые выполнялись дайками мелкозернистых аплитовидных гранитов и кварц-касситеритовыми жилами с оперяющими прожилками. Не исключено, что нормальному приоткрыванию трещин предшествовали небольшие подвижки сбросо-сдвигового характера по наиболее крупным из них, что приводило к наращиванию и возникновению дополнительных оперяющих трещин. В ходе рудообразования происходили многократные импульсные растяжения, которые обусловили многостадийность рудного процесса и значительное раскрытие трещинной структуры.

Пострудный этап развития структуры характеризуется проявлением блоковой тектоники. Вертикальная амплитуда перемещения блоков достигала нескольких сотен метров. На фоне общего воздымания, в пределах отдельных блоков, происходили небольшие подвижки сбросо-сдвигового типа.

Таким образом, Караобинское рудное поле приурочено к вулканоплутону с длительно существовавшим центром магматизма, развитие которого происходило в условиях радиальных дислокаций. Магмоподводящий канал сохранялся длительное время и был использован Караобинским гранитным интрузивом, внедрившимся на поздних этапах развития вулканоплутона. В процессе форми-

рования структуры месторождения происходило неоднократное чередование условий сжатия и растяжения, связанных не столько с региональными тектоническими усилиями тангенциальной природы, сколько с вулканогенной, интрузивной, контракционной и локально-блоковой тектоникой. В ранний этап формирования Караобинского рудного поля, когда происходило становление вулканического сооружения, господствовала обстановка растяжения. Позже, при внедрении гранитов, она сменялась тангенциальным сжатием. Приоткрывание основных крутопадающих систем трещин, локализирующих рудные жилы и штокверки, происходило в условиях пульсационности и неоднократно менявшегося поля напряжений, для которого в целом было характерно расположение оси растяжения в субгоризонтальных плоскостях.

#### *Вулкано-плутоны щелочно-ультраосновного типа*

**Карбонатитовый вулканоплутон Чилва** (Малави) позднеюрского — раннемелового возраста. В горизонтальном срезе он имеет форму правильного овала размером 2,4×3,2 км, вытянутого в северо-восточном направлении.

Как показал М. С. Гарсон, большая часть площади вулканоплутона сложена кольцевым овальным телом (шток) различных карбонатитов размером в плане 3000 м на 1300—1650 м с длинной осью, вытянутой в северо-восточном направлении (рис. 27). На более поздние (сидеритовые) карбонатиты занимают центральную часть карбонатитового комплекса, а самые ранние (кальцитовые) размещаются по периферии. Карбонатиты окаймляются кольцевым телом полевошпатовых брекчий и агломератов, за которыми следует мощная зона фенитизированных пород комплекса основания; в пределах зоны установлены дуговидные дайкообразные тела полевошпатовых брекчий и агломератов. Среди основного тела карбонатитов широко распространены дайки и неки трахитов, фонолитов, нефелиновых сиенитов, ийолитов, камптонитов и других пород.

С наиболее ранними кальцитовыми карбонатитами (севитами) связана вкрапленная пирохлоровая минерализация, а с более поздними анкеритовыми и сидеритовыми — бастнезитовое оруденение.

Наиболее поздние образования карбонатитового комплекса Чилва — линзообразные кварц-флюоритовые тела и дайки радиоактивных пород. В ассоциации с флюоритом и кварцем отмечаются барит, апатит, дикийт и пирохлор. Радиоактивные дайки сложены главным образом брекчированным сидеритом, гётитом, кварцем, флюоритом, баритом. Радиоактивность обусловлена торием, связанным с гётитом.

Формирование карбонатитового комплекса Чилва связано с активностью четырех центров извержения, расположенных по вертикали с глубины 2650 м до уровня современного озера (680 м).

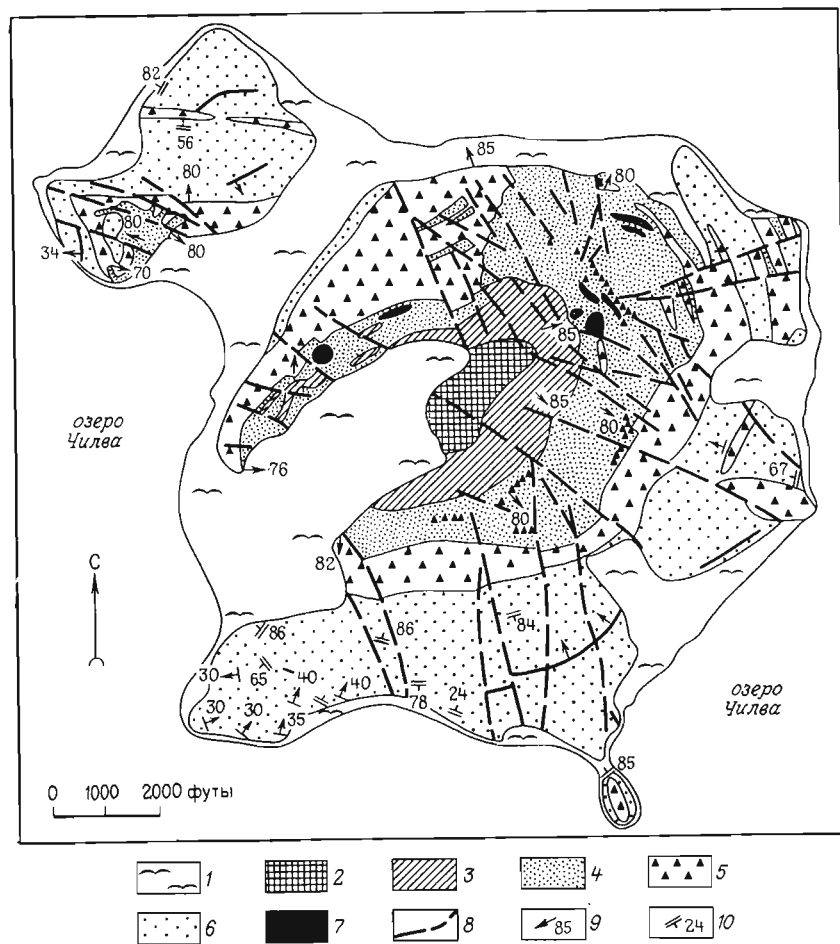


Рис. 27. Геологическая карта карбонатитового кольцевого комплекса Чилва. По С. Гарсону.

1 — наносы; 2 — сидеритовые карбонаты; 3 — анкеритовые севиты; 4 — севиты; 5 — полевошпатовые брекчии, агломераты; 6 — фенитизированные гнейсы; 7 — дайки и некии альенитов, трахитов, сельсбергитов, камптонитов, нефелинитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов; 8 — сбросы; 9 — направление падения даек; 10 — направление падения полосчатости гнейсов

Каждый последующий центр расположен примерно на 800 м выше предыдущего.

**Карбонатитовый вулканоплутон Тундулу (Малави).** По данным М. Гарсона, вулканоплутон имеет отчетливое концентрическое строение, в его пределах развиты субцилиндрические и конические центриклинальные тела, в которых последовательно, иногда неоднократно чередуются полевошпатовые брекчии и агломераты, бастнезитовые и апатитовые карбонаты, карбонатитовые агломераты и нефелиновые сиениты.

Вулканоплутон прорывает куполовидное вздутие, образованное фенитизированными гранулитам и гнейсами основания. Диаметр зоны фенитизации более 4800 м.

Полукольцевые и дуговидные тела имеют различные мощности: бастнезитовые и апатитовые карбонаты — 50—70 м, полевошпатовые брекчии и агломераты — 30—210 м. На месторождении известно шесть дуговидных и два полукольцевых тела. Полукольцевое тело нефелиновых сиенитов достигает по мощности 600 м, а карбонатитовых агломератов 530 м.

Площадь месторождения рассечена меридиональными и субмеридиональными разломами и крупными трещинами. Наиболее крупный разлом смещает кольцевой комплекс по типу левого сдвига. Известны также крупные трещины широтного, субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний.

**Карбонатитовый вулканоплутон Тороро (Уганда).** По данным Б. Кинга и Д. Сатерленд, вулканоплутон представлен двумя массивами — Северным (Главным) и Южным. Первый целиком сложен карбонатами, в плане имеет неправильную, близкую к грушевидной форму (1250 м по длинной оси) и вытянут в субмеридиональном направлении.

Большая часть Южного массива сложена карбонатами, менее распространены нефелиновые сиениты, ийолиты и другие породы. В плане массив имеет форму клина вершиной на юг, его размеры 430×560 м. В пределах массива карбонаты слагают тело, имеющее в горизонтальном срезе форму неправильного сильно удлиненного овала размером 200×500 м.

По мнению С. Уильямса, главное карбонатитовое тело образовано серией «кольцевых слоев» вокруг центрального штока, имеющих крутое центриклинальное падение. С удалением от центра слои выполаживаются.

Среди карбонатов Южного массива встречаются ксенолиты ийолитов и нефелиновых сиенитов, а также многочисленные дайки агломератов с обломками ийолитов и нефелиновых сиенитов. Наиболее крупные из них имеют мощность 12 м. В северо-восточной части южного массива нефелиновые сиениты местами брекчированы. Характерно, что в обоих массивах карбонаты рассекаются небольшими (до 20 см мощностью) жилами более поздних карбонатитов. Некоторые из них формировались после даек агломератов.

Среди карбонатов широко распространены полосчатые разновидности, в которых невыдержанные прослои и прожилки обогащены магнетитом, эгирин-авгитом и биотитом. Из других минералов, присутствующих в разнообразных карбонатах, следует отметить апатит, различно окрашенный флюорит, пирит и пирохлор.

**Карбонатитовый вулканоплутон Напак (Уганда).** По данным Б. Кинга и Д. Сатерленд, он сложен как эффузивными, так и интрузивными породами. Эффузивы слагают вулканический конус, первоначальный диаметр основания которого превышал 32 км. Ко-

нус приурочен к куполовидному поднятию комплекса основания, сложенного гнейсами и рассланцованными гранитами.

Лавы составляют не более 3 % пород вулканического конуса. Остальной объем приходится на пирокластические образования, представленные преимущественно агломератами. Лавовые потоки мощностью от 3 до 9 м сложены почти одними нефелинитами и меланефелинитами; агломераты состоят из обломков лав; в подчиненном количестве отмечаются гнейсы и иногда ийолиты.

Центральная часть вулкано-плутона (диаметром примерно 13 км) сложена в основном ийолитами. Перекрывающие их эффузивы здесь нацело эродированы. В самом центре структуры расположен небольшой штوك (размером до 400 м) карбонатитов, окруженный ийолитами. Шток местами рассекается дайками более поздних карбонатитов. Сами карбонатиты, слагающие шток, в некоторых участках брекчированы и иногда пересекаются небольшими телами агломератов, состоящих из обломков карбонатитов.

Среди карбонатитов наиболее распространены сёвиты, сложенные мелко- и среднезернистым кальцитом с кристаллами сидерита. Встречаются магнезиальные карбонатиты с большим количеством магнетита. Акцессорные минералы карбонатитов — пироксид и бадделейт.

### Вулканы

**Месторождение Асио** — один из крупнейших в Японии рудных объектов существенно медных руд с телами жильного типа. По данным Т. Накамура, образование его генетически связано с неогеновым риолитовым вулканизмом. Риолитовый вулкан в разрезе имеет форму конуса вершиной вниз. Вулкан прорывает терригенно-вулканогенные отложения пермо-карбона, сложен преимущественно спешшимися риолитовыми туфами и риолитами, образующими на поверхности овальный выход размером 3,3×4,4 км (рис. 28). По периферии вулкана, как бы оконтуривая его, залегает воронкообразное тело базальной брекчии риолитов и палеозойских пород. Внутри конуса известны дайки сливных риолитов и тела брекчий.

Риолитовые туфы и риолиты вулканического конуса рассекаются рудными жилами, которые иногда выходят во вмещающие кремнистые сланцы. Жилы приурочены к крутопадающим трещинам скалывания северо-восточного и широтного простирания, а также к системе крутопадающих трещин отрыва, тяготеющих к линейным телам брекчий. Образование рудных тел происходило в три стадии: раннюю (Sn—W—Bi), промежуточную (Cu, As, Zn) и позднюю (Pb—Zn—Cu). При этом руды ранней стадии сравнительно быстро выклиниваются с глубиной, а минерализация промежуточной распространена более широко. Поздняя минерализация характерна для жил краевой части риолитового конуса: для участков пересечения разнонаправленных жил и для их нижних частей. Такое распределение продуктивной минерализации формиру-

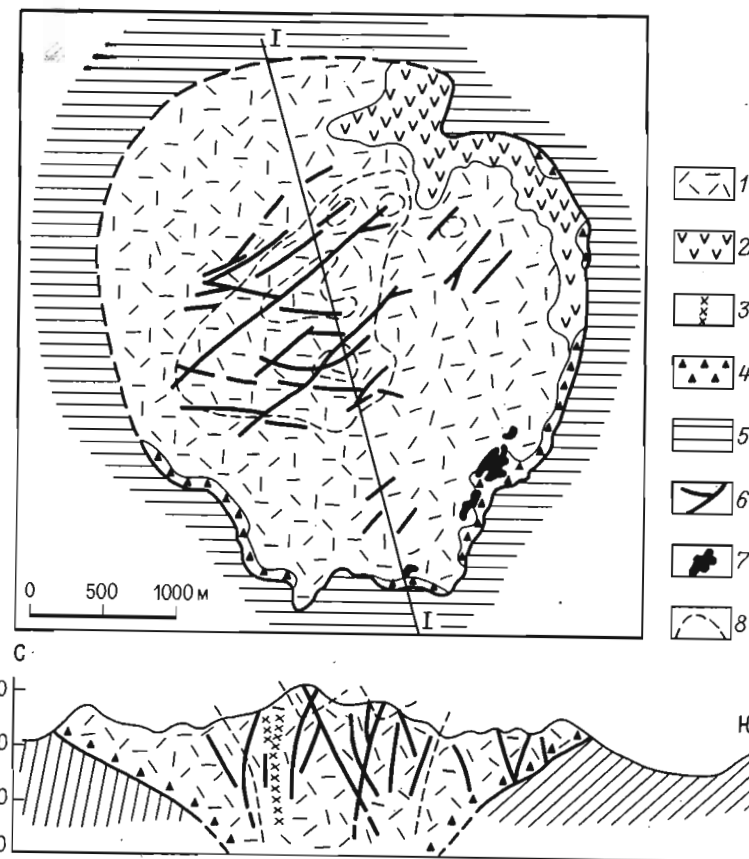


Рис. 28. Геологический план и разрез месторождения Асио. По Т. Накамура.  
1 — сваренные риолитовые туфы; 2 — риолиты; 3 — дайки сливных риолитов; 4 — базальная брекчия; 5 — кремнистые сланцы, сланцы, песчаники; 6 — рудные жилы; 7 — залежи кадзика; 8 — зоны повышенной рудоносности

ет сложную, преимущественно обратную вертикальную зональность оруденения с размещением этих зон в плане по центробежной схеме.

Рудные залежи «кадзика» прослеживаются почти на 1000 м по падению (около 500 м по вертикали) и располагаются в зоне пересечения сколовых трещин плоскостями напластования кремнистых сланцев. В целом жильные и метасоматические тела характеризуются сложным минеральным составом.

### Минеральный состав жил и залежей «кадзика» в риолитах Асио (по Т. Накамура)

| Зоны                     |                          |                       |
|--------------------------|--------------------------|-----------------------|
| Центральная (Sn—W—Bi—Cu) | Промежуточная (Cu—As—Zn) | Краевая (Zn—Pb—Cu—As) |

### Рудные минералы

Касситерит  
Ферберит  
Висмут (самородный)  
Висмутин  
Золото (самородное)  
Виттихенит  
Арсенопирит  
Станнин  
Мавсонит  
Станноидит (?)  
Халькопирит  
Борнит  
Пирит

Касситерит  
Шеелит  
Арсенопирит  
Халькопирит  
Пирротин  
Сфалерит  
Галенит  
Тетраэдрит  
Теннантит  
Борнит

Арсенопирит  
Халькопирит  
Сфалерит  
Галенит  
Станнин  
Пирит  
Стибнит

### Жильные минералы

Кварц  
Серицит  
Хлорит

Хлорит  
Кварц  
Серицит  
Флюорит  
Апатит

Хлорит  
Серицит  
Кальцит  
Кварц

**Карбонатитовый комплекс Канганкунде** (Малави) приурочен к вулкану, жерло которого контролируется тектонической зоной, параллельной и связанной с главным рифтом, находящимся несколько западнее. По данным М. Гарсона, главное жерло вулкана до образования карбонатитов было выполнено контактными брекчиями и агломератами, слагавшими некк, имевший в плане форму субмеридионально вытянутого овала с размерами 660×820 м. В центральной части некка сформировались карбонатиты, а сохранившиеся от замещения в виде кольцевой зоны брекчии и агломераты подверглись интенсивной фельдшпатизации. Вмещающие кольцевой комплекс породы фундамента (гнейсы, гранулиты, мраморы) фенитизированы и рассечены отдельными дайками сельвсбергитов и альнеитов. Центральная часть комплекса сложена дуговидными телами сидеритовых и анкеритовых карбонатитов и окружающими их карбонатизированными полевошпатовыми породами. Редкоземельная минерализация, представленная монацитом, флоренситом и бастнезитом, формирует вкрапленность или прожилки совместно со стронцианитом, кварцем и баритом. Наиболее обогащенные рудой участки характерны для анкеритовых карбонатитов, при этом главным рудным минералом является практически бесториевый монацит. Его содержание в рудных телах мощностью от 7 до 40 м составляет 8—10 %. Апатитсодержащие породы отмечаются в виде неправильной формы реликтовых пятен, сохранившихся от замещения в карбонатитах.

К вулканам с карбонатитовым оруденением относятся Хома и Рангва в Кении, Чазвета и Мвамбуту в Замбии, Сонгве и Намангали в Малави и др.

По данным Г. Ф. Яковлева, к вулcano-купольной структуре приурочено медно-колчеданное Сибайское рудное поле на Южном Урале, Маднеульское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Грузии и другие. В. А. Наумов описал Николаевское колче-

данно-полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае, сосредоточенное в вулканическом куполе.

**Месторождение Корольке** (Боливия). Согласно данным Ф. Альфельда, округлая, почти изометричная в плане жерловина вулкана, выполненная риолитовой брекчией третичного возраста, прорывает турмалинизированные и окварцованные туфы риолитов, перекрывающие толщу глинистых сланцев.

Жерловина и вмещающие ее туфы риолитов пересекаются поясом крутопадающих рудных жил восточно-северо-восточного простирания (73°), приуроченных к тектоническим трещинам скалывания. Ширина пояса примерно соответствует поперечному сечению жерловины. В его пределах сосредоточена серия параллельных, местами кулисноразмещенных рудных жил. Густота жил заметно возрастает в узлах пересечения жил восточно-северо-восточного простирания жилами северо-восточного (34°) и меридионального простирания. Последние располагаются субпараллельно контакту жерловины и, видимо, относятся к трещинам отрыва, возникшим в условиях радиальных дислокаций. В процессе рудоотложения трещины приоткрывались одновременно и вели себя при этом как трещины отрыва, ориентированные в направлении действующих на них вертикальных усилий. К востоку от жерловины туфы риолитов сменяются подстилающими их глинистыми сланцами, в которых жилы отсутствуют.

В составе руд месторождения установлены касситерит, вольфрамит, висмутин, пирит, станнин, серебросодержащие минералы, антимонит. В размещении оруденения на месторождении отчетливо проявляется контрастная вертикальная зональность: преобладающее серебряное оруденение с глубиной сменяется вольфрам-висмутовым и оловянным. Формирование месторождения происходило на незначительной глубине от палеоповерхности.

**Золоторудное месторождение Нагиаг** (Венгрия) приурочено к вулканической жерловине, выполненной дацитами. По данным В. Обручева, жерло прорывает филлитовую толщу основания и перекрывающие ее отложения миоцена. Характерно, что вертикальное тело дацитов по направлению к поверхности резко расширяется и контакты его с вмещающей миоценовой толщей становятся горизонтальными, — все это придает экструзиву общую грибовидную форму.

Дациты, выполняющие жерловину, прорваны многочисленными дорудными брекчиевыми дайками мощностью от 5 см до 20 м. Дайки сложены угловатыми обломками дацитов и сцементированы тонкодробленным материалом того же состава.

Дациты жерловины рассекаются тремя зонами вертикальных золоторудных жил. Две из них располагаются в эндоконтакте экструзива и одна в центре. В пределах каждой зоны сосредоточена серия параллельных и субпараллельных жил, многие из которых приурочены к брекчиевым дайкам. В составе жил широко распространены теллуриды золота — нагиагит, сивьянит, креннерит, петцит. На месторождении выделяются следующие рудные ассоциа-

ции: 1 — кварцево-теллуристая, 2 — краснокарбонатно-теллуристая, 3) — сернистых медных руд. Дацилы в зоне контакта с рудными жилами интенсивно пропилитизированы и каолинизированы.

### Экструзивные купола

Дукатское золото-серебряное месторождение, приуроченное к экструзивному куполу, находится в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Экструзивный купол располагается в узле пересечения региональных шарнирных разломов субмеридионального и северо-восточного простирания [10]. В строении его принимают участие фельзиты и игнимбриты липарито-дацитов мелового возраста. Они прорваны коническим центриклинальным (конусность 30—40°) телом эксплозивных брекчий, в составе которых установлены туффиты и угловатые, полуокатанные и округлые обломки вмещающих пород. Завершается магматизм на месторождении внедрением послерудных даек базальтов.

Золото-серебряное оруденение позднемелового—палеогенового возраста сосредоточено в эксплозивных брекчиях, в телах прожилково-вкрапленных руд неправильной формы, а также в жилах и жильных зонах. В составе руд месторождения установлены аргентит, кюстелит, электрум, самородное золото и серебро. Месторождение сформировано в условиях малых глубин.

**Золоторудные месторождения Трансильвании** (Румыния), приуроченные к экструзивным куполам, получили освещение в работах ряда геологов (Д. Джушке, Д. Яновича, Ю. Г. Сафонова и др.). В основании вулканотектонической депрессии, к которой приурочены рассматриваемые месторождения, располагается офиолитовый комплекс, несогласно перекрытый меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Месторождение Бая-Сприе. Экструзивный купол, к которому приурочено месторождение, имеет цилиндрическую форму с поперечным сечением в 400 м и с крутым (78°) падением на север. По восстанию конус заканчивается асимметричным раструбом с углом конусности 56° на южном и 32° на северном контакте (рис. 29). Поперечное его сечение у поверхности достигает 2000 м. На глубину экструзив прослежен на 1200 м. Он сложен пироксеновыми и частично амфиболовыми андезитами, которые прорывают палеогеновые и неогеновые отложения.

Крутопадающая (75—90°) рудная жила, прослеженная по простиранию примерно на 2000 м и по падению более чем на 1200 м, пересекает экструзив. Мощность ее меняется: на верхних горизонтах 1—8 м, средняя — 2—3 м; на глубине около 400 м 1—14 м, средняя 4—5 м. Жила приурочена к крупной тектонической трещине скалывания. В верхней части раструба около нее, в зоне шириной в 600—650 м развита густая сеть коротких (200—400 м по простиранию и 150—270 м на глубину) рудных жил радиально ориентированных относительно верхней поверхности раструба.

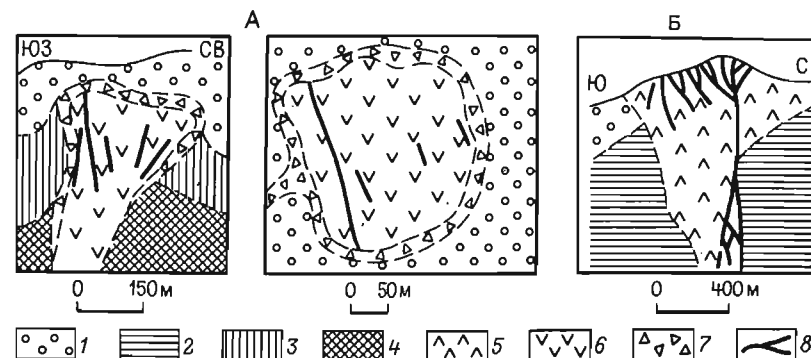


Рис. 29. План и разрез месторождения Бăица (А). Разрез месторождения Бăя-Сприе (Б). По Джушке и Яновичу.

Отложения: 1 — неогеновые, 2 — палеогеновые, 3 — меловые; 4 — офиолитовый комплекс; 5 — пироксеновые андезиты; 6 — роговообманковые андезиты; 7 — брекчии; 8 — золоторудные жилы

По нашему мнению, эти жилы приурочены к радиальным трещинам отрыва, возникшим в остывающих андезитах под давлением нагнетаемого в экструзивный купол магматического расплава.

Руды имеют сложный минеральный состав. На месторождении известно более 70 минералов. Среди них установлены: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, реальгар, аурипигмент, стибнит, марказит, арсенопирит, киноварь, берторит, джемсонит, семсейит, диафорит, фрейслебенит, прустит, пираргирит, бурнонит, тетраэдрит, гематит, шеелит, вольфрамит, сервантит, стильбит, диадокит, симплезит, птитит и др. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом, сидеритом, анкеритом, родохрозитом, баритом, фельзобанитом, мелантеритом, альбитом, адуляром, пеннином, лавмонитом.

В распределении оруденения на месторождении намечается отчетливая вертикальная зональность. На верхних горизонтах разрабатывались золото-серебряные руды, в которых золото и серебро-содержащие минералы (в том числе сульфосоли) находились в ассоциации с галенитом, сфалеритом, марказитом и другими минералами. На примезуточных горизонтах преобладают сульфидные руды со сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, стибнитом, плюмозитом, арсенопиритом и др. Руды нижних горизонтов значительно обогащены пиритом и халькопиритом и содержат меньше галенита и сфалерита; еще глубже преобладают пирит и халькопирит в ассоциации с шеелитом и вольфрамитом.

Процесс формирования месторождения несомненно был сложным, многостадийным; происходило наложение более поздней низкотемпературной минерализации на раннюю высокотемпературную. В частности, нередко можно видеть прожилки с галенитом и сфалеритом, секущие медные руды. Формирование месторождения происходило на незначительной глубине от палеоперехности.

Контрастно проявленная вертикальная зональность в распреде-

лении оруденения дает основание думать, что месторождение связано с периферическим магматическим очагом, расположенным на небольших глубинах от поверхности.

Месторождение Бэйца. Экструзивный купол, к которому приурочено месторождение, имеет округлое, почти изометричное горизонтальное сечение с поперечником на глубине около 125 м; он круто ( $73^\circ$ ) падает к юго-западу. По направлению к поверхности купол расширяется, образуя раструб с конусностью  $45\text{--}70^\circ$ , поперечник верхней части раструба достигает 275 м. Экструзив прорывает куполовидный выступ офиолитов основания и несогласно залегающие на нем меловые отложения. Верхние горизонты расположенной выше неогеновой толщи перекрывают его (см. рис. 29).

Экструзив сложен роговообманковыми андезитами, окаймленными на уровне раструба узкой (25—30 м) кольцевой оторочкой брекчий. В верхней части раструба пересекается крутопадающей в северо-восточном направлении рудной жилой, выклинивающейся на глубине около 220 м. В пределах купола установлены еще четыре короткие (80—130 м) рудные жилы. Все жилы по отношению к верхней поверхности раструба ориентированы радиально. Такое размещение дает основание относить их к типичным трещинам отрыва, возникшим в еще не остывших андезитах под напором внедряющегося в купол магматического расплава.

Аналогичная морфология характерна и для андезитового экструзивного купола месторождения Деалул Круче. В его пределах в верхней части раструба также возникла система быстро выклинивающихся с глубиной коротких (170—400 м) трещин отрыва, радиально ориентированных относительно верхней поверхности раструба. Система многочисленных, коротких, быстро затухающих с глубиной трещин, той же генетической природы известна в верхней части экструзивного купола месторождения Му-сарио.

**Месторождение Потоси** (Боливия) с олово-серебряным оруденением располагается в пределах пояса оловянных и олово-серебряных месторождений, сформированных в период третичной тектономагматической активизации эпипалеозойской платформы. В районе месторождения, как отмечает Ф. Тернер, в основании разреза располагаются смятые в складки глинистые сланцы ордовика с прослоями песчаников и кварцитов. Они несогласно перекрыты комплексом вулканогенных пород формации Караколес, представленной агломератами, крупнообломочными брекчиями, туфами и лавами, переслаивающимися с маломощными прослоями глинистых сланцев и песчаников. В туфах формации Караколес встречены растительные остатки среднетретичного возраста.

Толща среднетретичных пород и подстилающие ее ордовикские отложения прорваны экструзивным куполом Потоси миоценового возраста, который многие авторы неправильно называют штоком. На самом деле, это типичное экструзивное тело, имеющее в разрезе конусообразную форму (угол конусности  $25\text{--}35^\circ$ ), а в плане

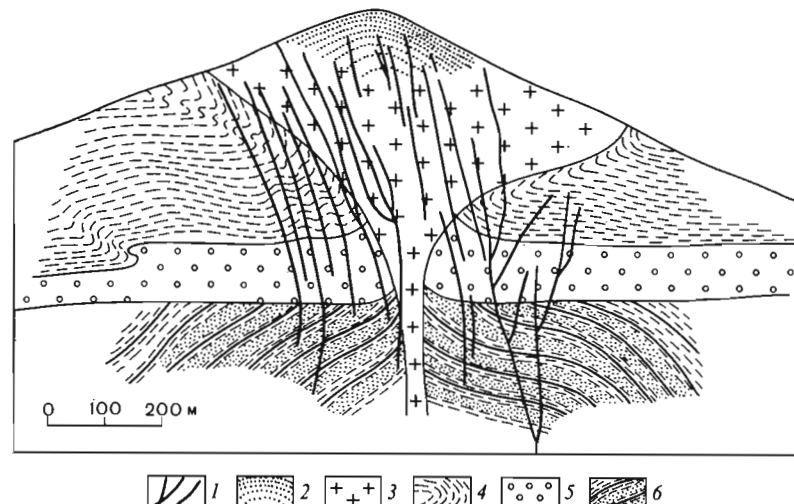


Рис. 30. Схематический разрез месторождения Потоси. По данным Риваса и др. 1 — рудные жилы; 2 — зона окварцевания; 3 — кварцевые дацит-порфиры экструзивного купола Потоси; 4 — формация Караколес; 5 — формация Паилавири; 6 — нерасчлененные породы ордовика

овальную, сложенное кварцевыми порфирами—дацитами (рис. 30). С поверхности сечения его 1700 на 1200 м с удлинением в меридиональном направлении; на глубине оно переходит в узкую (100 м), волнистой формы жерловину в первые сотни метров в длину, ориентированную в субмеридиональном направлении. Протяженность конусообразного тела по вертикали около 600 м. В верхней части кварцевые порфиры—дациты интенсивно окварцованы, на нижних горизонтах серицитизированы.

Под давлением нагнетаемой в купол вязкой кислой магмы почти горизонтально залегающие прослои вмещающих среднетретичных отложений на контакте приподняты и имеют крутое, а местами даже опрокинутое залегание.

Ордовикская толща вблизи рассматриваемого экструзивного тела, пересекается редкими дайкоподобными телами брекчий с обломками главным образом глинистых сланцев, реже грубозернистых изверженных пород. Такие дайки несомненно возникли за счет прорыва газов в трещины отрыва из периферического магматического очага, над которым располагается экструзивный купол.

Экструзивное тело, вмещающие среднетретичные вулканогенные породы, а также подстилающие ордовикские отложения расчленены многочисленными (более 30), достаточно протяженными, крутопадающими рудными жилами различного простираения. На нижних горизонтах месторождения местами развита густая сеть коротких крутопадающих параллельных жил с простираением северо-северо-запад ( $354^\circ$ ); практического значения они не имеют. Субмеридиональные жилы и жилы с простираением северо-восток

(31°) наиболее четко проявлены на верхних горизонтах месторождения; здесь с системой этих жил связана зона рассланцевания мощностью 175 м, в пределах которой наблюдается серия параллельных, сближенных жил мощностью 1—5 см. Местами встречаются штокверковые зоны мощностью от 4,5 до 10 м с густой сетью прожилков субмеридионального и северо-восточного (31°) простираия. Жилы, ориентированные в северо-восточном направлении (53°), получили наибольшее распространение на нижних горизонтах месторождения. Мощность жил колеблется от 0,1 до 0,3 м и только в раздувах возрастает до 1,5 м.

Наиболее многочисленны жилы в конусовидной части экструзива, в том числе в его экзоконтакте. Некоторые жилы по восстанию сложно расщепляются, образуя структуру типа «конского хвоста». Формирование трещин, вмещающих рудные жилы, имеет сложную и длительную историю развития. Основу их составляет тектоническая трещиноватость палеозойского основания месторождения, которая получила свое отражение в третичных отложениях и в пределах прорывающего их экструзивного купола Потоси. На поздних этапах их развития трещины активизировались радиальными дислокациями, связанными с воздействием периферического магматического очага. В этот период, видимо, возникли и новые трещины отрыва, которые значительно усложнили раннюю систему тектонических трещин и в том числе привели к возникновению структур типа «конского хвоста».

Рудные жилы сопровождаются зонами гидротермально измененных (пропилитизированных, окварцованных и серицитизированных) пород. Процесс формирования месторождения был достаточно сложным — многостадийным. По данным Ф. Тернера, последовательность отложения рудообразующих минералов на месторождении следующая: первая стадия — кварц, пирит, касситерит, частично арсенопирит, вольфрамит и висмутин; вторая стадия — станнин, частично халькопирит; третья стадия — тетраэдрит, андорит, частично сфалерит и другие минералы; четвертая стадия — сульфосоли свинца, пираргирит, частично галенит; пятая стадия — алунит.

Месторождение вскрыто на глубину 800 м. По данным Ф. Альфельда, верхняя его часть до глубины 400 м сильно обогащена сульфосолями серебра. На интервале 400—700 м главное значение в рудах имеет касситерит с подчиненной ролью серебросодержащих минералов. На глубине 700—800 м наряду с касситеритом широкое развитие получили вольфрамит, висмутин, станнин, халькопирит; серебросодержащие руды отсутствуют.

Месторождение формировалось на незначительной глубине от бывшей дневной поверхности.

**Месторождение Ллаллагуа** (Боливия) с оловянным орудением располагается, как и месторождение Потоси, в пределах пояса оловянных и олово-серебряных месторождений Боливии. По данным Ф. Тернера, экзотривный купол, к которому приурочено месторождение (шток Салвадоре), расположен в сводовой части ан-

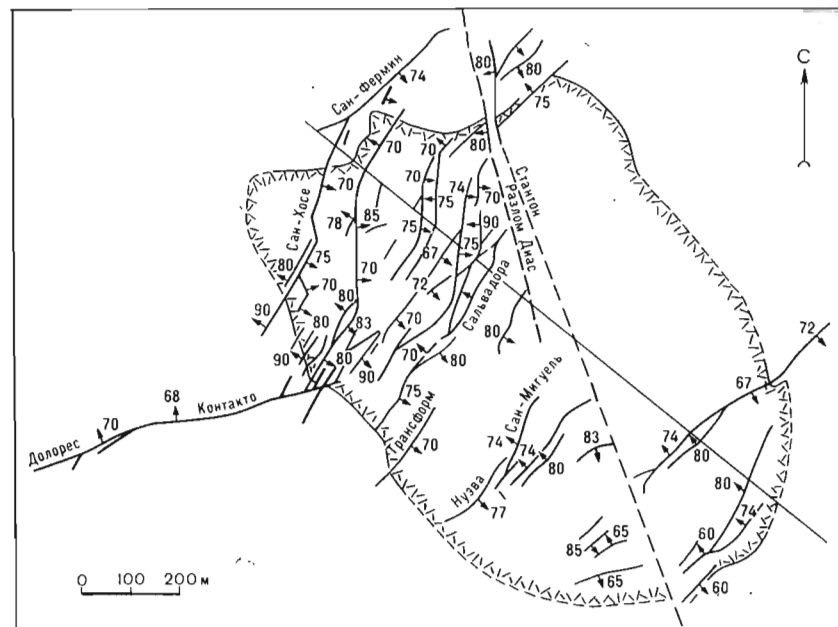


Рис. 31. Схематический план расположения жил на горизонте 411 м месторождения Ллаллагуа. По Ф. Тернеру.

тиклиальной складки в палеозойских толщах, ось которой вытянута в северо-западном направлении ( $335^{\circ}$ ). В основании палеозойского разреза залегают граувакки Канканьири, перекрываемые сначала песчаниками и глинистыми сланцами формации Ллаллагуа, а выше глинистыми сланцами Пампа. Песчаники Катави, перекрывающие отложения Пампа, содержат девонскую фауну. Свод антиклинали пересекается продольным разломом Унсия, круто ( $68^{\circ}$ ) падающим на запад. В крыльях складки широко развиты крутопадающие разломы широтного, западно-северо-западного, северо-западного, северо-восточного и восточно-северо-восточного простирания.

Шток Салвадоре миоценового возраста сложен порфирами и порфировыми брекчиями, в плане имеет форму овала, усложненного отдельными короткими выступами (рис. 31), его размер  $1050 \times 1730$  м, длинная ось ориентирована в северо-западном ( $320^\circ$ ) направлении. В разрезе купол имеет конусовидную форму, угол конусности  $55-57^\circ$ . Поперечное сечение экстррузива на горизонте  $650$  м  $700 \times 1000$  м.

Порфиры, слагающие экструзивный купол Салвадоре, претерпели интенсивную дорудную серицитизацию и окварцевание, а местами также турмалинизацию и хлоритизацию. Неизменная порода соответствовала, по-видимому, латит-порфирам. Брекчия экструзива содержит угловатые обломки порфиров и вмещающих

осадочных пород, сцементированные тонкообломочной массой. В грубообломочной брекчии порфиоров встречаются блоки размером до 50 м, многие мелкие трещины в которых заполнены тонкообломочным материалом. Встречаются также дайкообразные тела брекчий, секущие порфиры. По мнению Ф. Тернера, брекчия имеет взрывную природу.

Экструзивное тело Салвадоре пересекается двумя субпараллельными сближенными крутопадающими ( $80-85^\circ$ ) в западном направлении разломами — Стантон и Диас, расстояние между ними меняется в пределах 20—50 м.

Экструзив пересекается многочисленными (более 20) крутопадающими ( $70-90^\circ$ ) рудными жилами протяженностью по простиранию от первых десятков метров до 700 м; на глубину некоторые из жил прослеживаются до 800 м. Почти все они располагаются в пределах экструзива и лишь единичные выходят в область экзоконтакта. Жилы в общем имеют северо-восточное простирание и размещены в пределах экструзива неравномерно: подавляющее количество сосредоточено в северо-западной его части, к западу от разломов Стантон и Диас, где они располагаются на расстоянии от 10 до 130 м друг от друга. Нередко сближенные жилы падают навстречу друг другу. Многие жилы при едином общем простирании характеризуются незначительной волнистостью. Ряд жильных тел в плане образует ломаную линию, состоящую из отдельных прямолинейных отрезков. Примером может служить жила Сан-Хосе, в общем прослеживающаяся в северо-восточном направлении (см. рис. 31). На юго-западном фланге на интервале 200 м жила имеет северо-восточное ( $30^\circ$ ) простирание, на соседнем интервале длиной 50 м — северо-северо-западное ( $348^\circ$ ) простирание, на следующем участке длиной 200 м — северо-восточное ( $20^\circ$ ); на северо-восточном фланге к жиле Сан-Хосе примыкает жила Сан-Фермин северо-восточного ( $48^\circ$ ) простирания, прослеживающаяся на протяжении более 300 м.

Жила Форастера—Бланка также в плане имеет вид ломаной линии, составленной из прямолинейных отрезков северо-восточного ( $35^\circ$ ), субмеридионального ( $13^\circ$ ) и северо-восточного ( $32^\circ$ ) простирания. Волнисто изогнутая жила Долорес—Контакто имеет простирание  $75^\circ$ . Таким образом, в момент рудоотложения одновременно приоткрывались трещины северо-северо-западного ( $348^\circ$ ), северо-северо-восточного ( $13^\circ$ ), северо-восточного ( $32^\circ$ ) и восточно-северо-восточного ( $75^\circ$ ) простирания. Такое приоткрывание возможно только в условиях радиальных дислокаций, обусловленных давлением периферического магматического очага, над которым располагается экструзив Салвадоре.

Процесс формирования рудных жил месторождения Ллаллагуа, по мнению Ф. Тернера, был достаточно длительным и многостадийным. В первую стадию выделялись кварц, висмутин, касситерит при подчиненной роли вольфрамит, апатита, турмалина, монацита. Ко второй стадии относится образование франкеита, пирротина, арсенопирита. С третьей связано отложение сфалерита в мень-

шей мере станнина и халькопирита. В четвертую стадию возникли марказит, пирит, сидерит с подчиненным арсенопиритом. В пятую — выделялись сидерит, сфалерит, вавелит(?) и отчасти пирит.

Минералы поздних стадий обычно накладывались на более ранние минеральные образования, которые при этом замещались. В этом отношении особенно показательно массовое замещение пирротина пиритом, марказитом и сидеритом.

В некоторых жилах отчетливо оконтуриваются рудные столбы. Так, например, в жиле Контакто рудный столб прослеживается на протяжении 400 м по горизонтали и на 250 м по вертикали, причем содержание олова в нем часто достигало 25 %. Рудный столб в жиле Сан-Хосе—Сан-Фермин охватывает интервал в 700 м по горизонтали и до 600 м по вертикали. Формирование месторождения происходило на незначительной глубине от бывшей дневной поверхности.

### КАЛЬДЕРЫ ПРОСЕДАНИЯ

Кальдеры проседания относятся к наиболее сложным кольцевым магматическим комплексам. Они приурочены к континентальным вулканическим поясам эпигеосинклинального орогенного и эпиплатформенного орогенного этажа областей тектоно-магматической активизации.

По мнению большинства исследователей, кальдеры проседания возникают после мощного эксплозивного извержения вулканитов кислого и среднего состава за счет обрушения пород над опустошенным периферическим магматическим очагом. Масштаб проседания кольцевого блока первые сотни, реже тысячи метров; известны единичные кальдеры с проседанием центрального блока до 4,5 км (Эронго в Намибии; Оссили в США).

Известны весьма своеобразные эксплозивные кальдеры, к которым относится, например, кальдера золоторудного поля Крипл-Крик (США). По-видимому, такие образования часто возникают после эксплозивных взрывов при извержении кислых вулканитов, однако последующие процессы седиментации и накопления в депрессиях вулканогенных толщ захороняют и маскируют их.

Кальдеры обычно ограничиваются краевым кольцевым разломом и имеют округлую изометричную (Сильвертон, Джеконда, Ыллымах) и овальную в плане форму (Узонско-Гейзерная и др.). Иногда сочетание кольцевых разломов с тектоническими определяет форму, напоминающую округлый каравай, разрезанный пополам, или неправильный треугольник. В более редких случаях кальдера, имеющая в плане форму неправильного треугольника, целиком ограничивается тектоническими разломами. Размер поперечного сечения кальдер меняется в широких пределах — от 4 до 30 км и более.

Породы, принимающие участие в строении кальдер проседания, пересекаются многочисленными разломами и крупными трещинами (кольцевыми, полукольцевыми, дуговидными) — цилиндрическими,

коническими центриклинальными и иногда периклинальными и тектоническими. Среди последних известны крутопадающие сквозные и скрытые разломы фундамента; встречаются также бескорневые нарушения, развитые только в вулканической толще. Важное значение имеют субгоризонтальные и горизонтальные разломы.

По особенностям внутреннего строения выделяются два типа кальдер проседания: 1 — покровные, выполненные в основном горизонтально и субгоризонтально залегающими покровами вулканитов с многочисленными терригенными прослоями (иногда среди покровов встречаются скрытые вулканические аппараты линейного и центрального типов и маломощные сильно уплощенные лакколитоподобные тела); 2 — вулканокупольные, сложенные серией экстррузивных куполов, прорванных субвулканическими трещинными телами гранит-порфиров и граносиенит-порфиров.

Наличие в кальдерах покровного типа терригенных прослоев мощностью до 100 м и более показывает, что процесс их формирования был, по сравнению с вулканокупольными кальдерами, более длительным. Тектонические импульсы сменялись продолжительными периодами покоя, во время которого вулканическая постройка полностью разрушалась, и на ее месте возникал замкнутый водоем. В нем накапливались прослои терригенных пород — конгломераты в основании, выше песчаники, туфопесчаники и, наконец, алевриты и аргиллиты, содержащие метаморфизованное органическое вещество. Последнее в постмагматический период выполняло роль восстановительного барьера, на котором происходило интенсивное рудоотложение. Вследствие этого в пределах кальдер покровного типа встречаются рудные поля с высокой рудоносностью. Наоборот, в вулканокупольных кальдерах с более короткой геологической историей развития, где в толще вулканитов нет терригенных прослоев, рудная минерализация рассеивалась, создавая лишь многочисленные крупные аномалии.

Кальдеры покровного и вулканокупольного типов различаются не только длительностью геологической истории, но и особенностями заложения, временем образования и механизмом формирования ограничивающих их краевых кольцевых разломов. Покровные кальдеры закладывались как обычные вулканотектонические депрессии, а краевой кальдерный разлом возникал в конце развития вулканизма — после мощного эксплозивного извержения кислых лав, вследствие проседания кольцевого блока над опустошенным периферическим магматическим очагом. В вулканокупольных кальдерах краевой разлом возник в самом начале развития вулканизма под мощным силовым воздействием внедряющейся кислой магмы, потоки которой устремлялись вдоль него вверх. Кольцевой блок при этом приподнимался, образуя горст. Позже, как показал Н. П. Лаверов и др., уже в завершающий этап развития вулканизма кольцевой блок вследствие опустошения периферического магматического очага опускался, что и обуславливало образование кальдер проседания.

Для кальдер обоих типов, расположенных в пределах эпигеосинклинального орогенного этажа, формирование вулканических сооружений происходило в условиях расширения земной коры, а проявившийся в них позже процесс интрузивного магматизма проходил в условиях сжатия. Становление кальдер областей тектономагматической активизации, расположенных в пределах вулканических поясов эпиплатформенного орогенного этажа, с начала и до конца проходило в основном в обстановке расширения земной коры.

Формирование кальдер обоих типов связано с деятельностью периферического, приповерхностного очага и питающего его одного или нескольких глубинных. Становление вулканокупольных кальдер, сложенных только кислыми породами, по-видимому, обусловлено деятельностью одного глубинного очага, расположенного в гранитно-метаморфическом слое земной коры.

В кальдерах покровного типа, расположенных в вулканических поясах эпигеосинклинального орогенного этажа, низы разреза вулканитов представлены авгитовыми порфиритами, дацитами и андезитами, которые выше сменяются дацитами и кварцевыми порфирами, а затем кварцевыми порфирами, фельзитами и липаритами. Поэтому не вызывает сомнения, что слагающие этот разрез вулканогенные толщи являются продуктами дифференциации единого глубинного магматического очага, который, видимо, располагался в низах разреза земной коры.

Совершенно иной тип разреза наблюдается в кальдерах вулканических поясов эпиплатформенного орогенного этажа. В толще вулканогенных пород здесь встречается неравномерное чередование оливинных базальтов, андезито-базальтов, дацитов, трахидацитов, фельзитов и липаритов, не образующих последовательный (от основных разностей к кислым) ряд пород. Видимо, в данном случае, помимо периферического приповерхностного, можно предполагать существование еще двух глубинных очагов, расположенных в подкоровом и гранитно-метаморфическом слоях. Особая роль при этом принадлежала подкоровому очагу, расположенному в узле пересечения глубинных разломов. По ослабленной зоне дробления из него к поверхности устремлялись тепловые потоки и флюиды, под воздействием которых закладывался внутрикоровый и приповерхностный периферический магматический очаги. Подкоровый очаг периодически, импульсно-действовал и, по-видимому, каждый раз активизировал внутрикоровый и приповерхностный очаги, продлевая их жизнь и усиливая в них процессы дифференциации магмы и концентрации в ней рудных элементов.

Существенные различия проявлений магматизма при формировании кальдер эпигеосинклинального орогенного и эпиплатформенного орогенного этажей обусловили и различия во взаимоотношениях оруденения с вулканическими породами. В первом случае процессы рудоотложения оказались резко оторванными во времени от вулканизма и проявились после завершения интрузивного магматизма, наложенного на вулканические породы. В областях тек-

тоно-магматической активизации такого отрыва не было, так как рудный процесс здесь тесно связан с вулканизмом.

Размещение оруденения весьма разнообразно даже в однотипных кальдерах. Например, в некоторых вулканокупольных кальдерах основные месторождения сосредоточены в эндоконтактных областях, в зоне краевого кальдерного разлома и приурочены к поздним экструзивным куполам в узлах пересечения краевого кальдерного разлома с тектоническими. Известны также месторождения в узлах пересечения дуговидных разломов с тектоническими во вмещающих породах. Встречаются и такие вулканокупольные кальдеры, где все месторождения размещаются в экзоконтактных областях и сосредоточены в мелких куполовидных вулканах и экструзивных куполах в узлах пересечения дуговидных разломов с тектоническими.

Аналогичная картина наблюдается и в кальдерах покровного типа. Например, в Карабашской кальдере основные месторождения локализованы во внутренней части структуры и лишь некоторые размещаются в экзоконтакте. Для кальдеры Сильвертон характерна другая закономерность. Здесь все многочисленные рудные жилы приурочены к экзоконтактовым трещинам скалывания, и только одно месторождение известно в пределах кольцевого блока. В местах пересечения тектонических трещин с дуговидными встречаются рудные столбы и штоки.

В покровных кальдерах областей тектоно-магматической активизации основные месторождения сосредоточены в вулканогенно-осадочной толще кольцевого блока, частично в гранитоидах фундамента.

Масштаб рудоносности кальдер проседания различен — от небольших рудопроявлений до одного или нескольких месторождений среднего масштаба; встречаются кальдеры, в пределах которых сосредоточено несколько крупных месторождений. Рудоносность кальдер в значительной степени определяют следующие факторы: 1 — геолого-тектоническая позиция, 2 — характер магматизма и размещение магматических пород в вулканогенно-осадочной толще; 3 — тип разреза вулканогенной толщи.

Геолого-тектоническая позиция. Благоприятна приуроченность кальдер к наиболее жесткому древнему блоку земной коры. Степень жесткости его определяется прежде всего временем консолидации; чем раньше она произошла, тем более жестким является блок. Наибольший интерес представляют блоки, консолидированные в докембрии. В таких блоках обычно наблюдается особенно густая сеть крутопадающих различно ориентированных глубинных разломов. При этом породы, выполняющие кальдеру, обладают весьма высокой деформированностью и проницаемостью, что весьма благоприятно для формирования месторождений.

Характер магматизма и размещение магматических пород в вулканогенно-осадочной толще. Наибольший интерес вызывают кальдеры у которых в разрезе вулканических покровов не только наблюдается последовательная

смена лав от основных до кислых, но и неоднократная повторяемость таких «ритмов». Подобное строение разреза дает основание предполагать, что в период формирования вулканогенной толщи кальдеры действовало несколько магматических очагов — подкоровый, внутрикоровый в гранитно-метаморфическом слое и, периферический приповерхностный. Периодически действовавший подкоровый очаг, видимо, активизировал вышележащие очаги, усиливая в них процессы дифференциации магмы и накопления в ней рудных элементов.

Тип разреза вулканогенной толщи. Наибольшую рудоносность следует ожидать в тех кальдерах, где чередующиеся покровы различного состава, в том числе туфы и лавобрекчии, переслаиваются с терригенными прослоями. При таком типе разреза в верхнем структурном этаже кальдеры, по контакту пород с различными физико-механическими свойствами, неизбежно закладывались мощные пологие разломы. Последние в процессе рудоотложения выполняли роль экранов, а при наличии в терригенных прослоях органических остатков превращались в геохимические восстановительные барьеры, на которых происходило интенсивное рудоотложение.

Перечисленные факторы по существу являются поисково-оценочными критериями, с помощью которых можно оценивать перспективы рудоносности кальдер на ранних стадиях их изучения.

### Кальдеры покровного типа

**Узонско-Гейзерное месторождение** с ртутно-мышьяковым оруденением расположено в пределах одноименной кальдеры в поле развития вулканического плато, образованного верхнеплиоценово-нижнечетвертичными вулканогенными толщами, и приурочено к узлу пересечения глубинных разломов широтного и северо-западного простирания. В плане кальдера имеет форму овала размером 7,5×15 км, вытянутого в северо-западном направлении; кальдера ограничена крутыми обрывами высотой от 300 до 800 м [2].

В пределах кальдеры выделяются три комплекса отложений, соответствующие докальдерному, главному (кальдерообразующему) и посткальдерному этапам вулканизма (рис. 32).

Отложения докальдерного комплекса образуют фундамент, на котором развивались аккумулятивные вулканические постройки и вулканотектонические структуры четвертичного времени. В северо-западной части кальдеры среди образований докальдерного комплекса преобладают базальты и их пирокласты, а в юго-восточной и южной — лавы и пирокласты кислого состава.

Докальдерный комплекс северной и северо-западной частей кальдеры образован десятками лавовых потоков серых плотных тонкозернистых оливин-пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых базальтов. Мощность отдельных потоков меняется от 1 до 17 м. Потоки перемежаются с редкими прослоями туфобрекчии того же

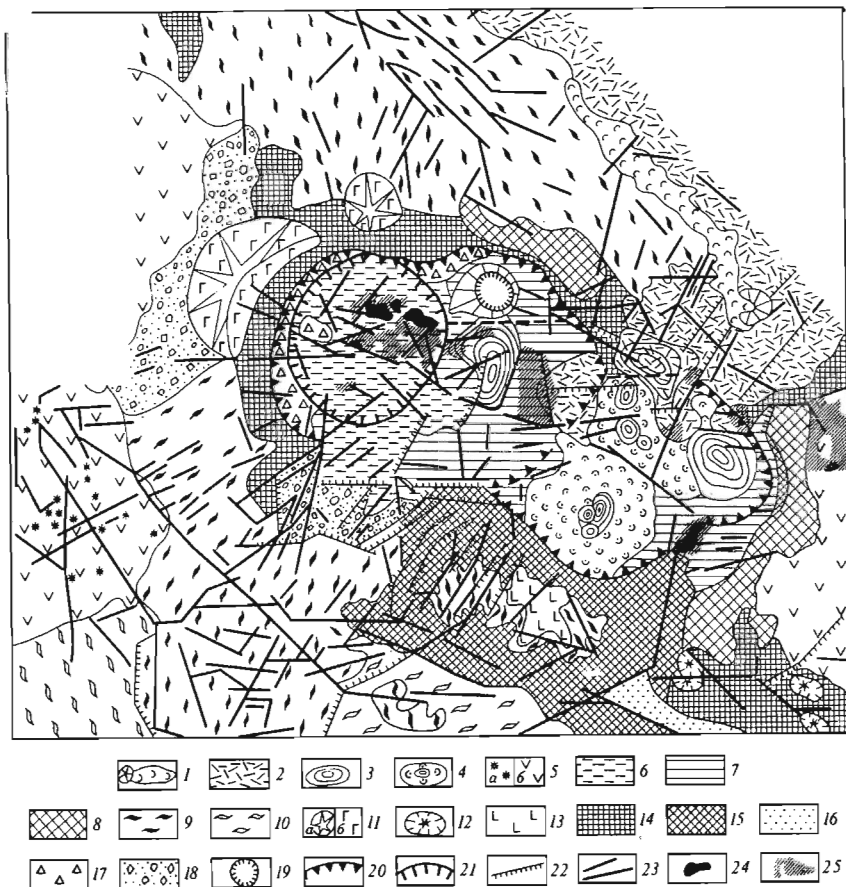


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Узонско-Гейзерной кальдеры [2]

Образования докальдерного комплекса: 1 — базальтовые шлаковые конуса и их лавовые потоки ( $Q_1$ ); 2 — пемзовые покровы ( $Q_2$ ); 3 — пемзовые купола ( $Q_3^1$ ); 4 — дацитовые и липаритовые экструзивные купола и их лавовые потоки ( $Q_3^2-Q_3^3$ ); 5 — мелкие лавовые вулканы андезитового состава (а) и поля связанных с ними лавовых потоков (б); 6 — слоистые туфы — отложения третьего озера ( $Q_2^2-Q_2^3$ ); 7 — слоистые туфы — отложения первого и второго озер ( $Q_2^1$ ). Образования этапа формирования кальдеры: 8 — дацитовые и липаритовые экструзии и их лавовые потоки ( $Q_2^2-Q_2^3$ ); 9 — игнимбритовые покровы, связанные с Узонско-Гейзерной кальдерой ( $Q_2^2$ ); 10 — игнимбритовые покровы, связанные с Семьячинской депрессией ( $Q_2$ ). Образования докальдерного комплекса: 11 — базальтовые стратовулканы: а — сохранившиеся, б — разрушенные ( $Q_1$ ); 12 — базальтовые шлаковые и лавовые конуса ( $Q_1$ ); 13 — базальтовые покровы ( $Q_2$ ); 14 — туфогенно-лавовые толщи базальтового состава ( $Q_1$ ); 15 — туфогенно-лавовые толщи преимущественно дацитового состава ( $Q_1-Q_2$ ); 16 — песчано-галечные аллювиальные отложения ( $Q_1$ ); 17 — щебнисто-глыбовые делювиально-пролювиальные и обвальносипные отложения ( $Q_1-Q_2$ ); 18 — морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения ( $Q_3^3$ ); 19 — взрывная воронка маара; 20 — кольцевой сброс обрамления кальдеры; 21 — сброс обрамления эксплозивной воронки; 22 — сбросы и сбрососдвиги; 23 — тектонические трещины без видимых смещений; 24 — термальные поля современной гидротермальной деятельности; 25 — зоны гидротермально измененных пород.

состава мощностью от 1 до 10 м. Падение прослоев и потоков от северо-восточного до северо-западного от центра кальдеры под углами 5—15°. Суммарная видимая мощность разреза более 400 м. Эти отложения характеризуют остатки древнего щитового вулкана. Поверхность лав образует полого наклоненное вулканическое плато, перекрытое более молодыми кислыми лавами и пирокластами. Возраст эффузивов плейстоценовый. Базальтовыми, но несколько более молодыми лавами сложен также вулкан Узон, расположенный в северо-западной части кальдеры.

В северо-восточной части кальдеры докальдерные образования представлены породами кислого состава, слагающими плато. Здесь выделяются две пачки пород. Нижняя пачка общей мощностью до 250 м представлена плотными кремовыми и розоватыми пемзовыми агломератовыми туфами андезит-дацитового состава. Состав пород существенно меняется — местами это обычные пемзовые агломератовые туфы с незначительной примесью инородного материала, в других случаях наблюдается чередование пемзовых агломератов с агломератовыми туфами и обломками лав и шлаков. Отмечаются маломощные прослои зеленоватых псаммитовых пемзовых туфов и пемзовых гравелитов, иногда прослои игнимбритов мощностью до 25 м. Выделяются горизонты дацитовых лав мощностью в несколько десятков метров.

Верхняя пачка мощностью до 200 м, представленная пирокластами, состоит из следующих чередующихся горизонтов: 1 — белые и палевые агломератовые пемзовые туфы мощностью от 1 до 15 м, 2 — грубообломочные несортированные и неслоистые песчано-древянистые отложения мощностью до 10 м, 3 — грубообломочные вулканогенно-пролювиальные отложения мощностью до 30 м, 4 — озерные тонкослоистые туфопесчаники и алевролиты мощностью до 40 м, 5 — черные и красноватые базальтовые шлаки мощностью от 1 до 40 м. Все отложения плато прорваны дайками базальтов и дацитов. На основе данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов отложения плато Широкого И. А. Егорова относит к первой половине среднего плейстоцена. Таким образом, в целом можно говорить об одновозрастности базальтового щитообразного вулкана, северной части кальдеры и кислых лав стратовулкана юго-восточной и южной ее частей. Это, по мнению Э. Н. Эрлиха, связано с подкоровым происхождением кислых лав в процессе ультраметаморфизма верхней мантии.

К отложениям главного кальдерообразующего комплекса относятся: 1 — игнимбритовые покровы, окружающие Узонско-Гейзерную кальдеру; 2 — кислые экструзии и связанные с ними лавы, расположенные вдоль борта депрессии.

Мощность покрова игнимбритов меняется в широких пределах: от 10 до 120 м в области северного обрамления и от нескольких метров до нескольких десятков метров на юге. Углы падения игнимбритовых покровов в сторону от центра кальдеры составляют 3—7°.

Строение игнимбритового покрова наиболее детально изучено в пределах северного поля. Здесь покров состоит из ряда горизонтов небольшой мощности, разделенных прослоями неспекшихся пирокластов, представленных лапиллями, шлаками и туфами. Отсутствие в толщах остатков моренных и флювиальных отложений или погребенных почв показывает, что значительных перерывов в процессе формирования отдельных горизонтов игнимбритового покрова не было. Описанные игнимбриты несогласно залегают на отложениях докальдерного комплекса и их образование приходится на вторую половину среднего плейстоцена.

С игнимбритовым комплексом в возрастном и генетическом отношении ассоциируют экструзивные купола липарит-дацитового и дацитового состава и связанные с ними лавовые потоки, дуговидные расположенные вдоль северного и восточного бортов кальдеры. По-видимому, их внедрение произошло параллельно с заключительным этапом игнимбритообразования.

К отложениям посткальдерного комплекса относятся кислые экструзии и пемзовые купола, взрывные отложения, проявления базальтового вулканизма, связанные с мааром озера и многофазные озерные и озерно-пирокластические отложения. Главную массу составляют озерные осадки, на втором месте — экструзивные купола. Посткальдерный базальтовый вулканизм и взрывные отложения играют весьма незначительную роль.

Посткальдерный кислый вулканизм связан с выжиманием дацит-липаритовых экструзий. Рост позднеплейстоценового экструзивного купола происходил непосредственно в озере. Более молодые экструзивные купола дацитов и липаритов и их лавовые потоки размещены в восточной и южной частях кальдеры.

Толщи пирокластических отложений (мощностью до 40 м), видимо, связаны со взрывной деятельностью. Они перекрывают игнимбриты, бронируя поверхность плато. Состав обломков пирокластов разнообразный — базальтовые и дацитовые лавы, обломки псаммитовых, алевролитовых и агломератовых туфов, игнимбриты. Есть обломки из борта и дна кальдеры, в том числе породы гранитного состава. В северном борту кальдеры располагается пемзовый конус, потоки от которого несогласно перекрывают озерные отложения.

В заключительный этап развития кислого вулканизма произошло образование эксплозивной воронки, выполненной озерными отложениями. Выбросы, связанные с ней, представлены мощной (до 40 м) толщей пемзовых лапиллей. В рыхлых отложениях воронки встречаются обломки и глыбы поперечником до 3 м алевролитовых или псаммитовых туфов. Их появление, видимо, связано с мощными взрывами. С заключительным этапом вулканической деятельности связано также образование маара озера диаметром около 1 км. Он окружен валом высотой 60 м и шириной 0,5—0,7 км, который сложен черными шлаками, бомбами, лапиллями и глыбами черной лавы андезито-базальтов. Стенки вала, обращенные к озеру, отвесные, высотой 40—60 м. Таким образом,

вулканизм заключительного этапа развития кальдеры характеризовался не только кислыми, но и основными вулканогенными породами.

Озерные отложения Узонско-Гейзерной кальдеры, связанные с целой системой разновозрастных озер, имеют мощность в несколько сотен метров. Они прорваны дайками базальтов и сильно гидротермально изменены. В формировании их главную роль играл ювенильный пемзовый материал, выпадавший из воздуха или поступавший в виде пирокластических пемзовых потоков. Эти отложения в восточной части кальдеры почти полностью заполнили возникшую при проседании депрессию.

Узонско-Гейзерная кальдера представляет собой опущенный овальный блок, ограниченный сближенными субвертикальными кольцевыми разломами, падающими внутрь депрессии. Видимая амплитуда смещения по ним 300—400 м, по геофизическим данным вдвое больше. В результате обвально-оползневых явлений современный уступ борта кальдеры отодвинут от кольцевого разлома на 0,5—2 км.

Кальдера состоит из двух смещенных в плане друг относительно друга частей, величина смещения 3—5 км. Северо-западная ее часть — кальдера Узон, юго-восточная — Гейзерная кальдера. Обе части Узонско-Гейзерной кальдеры имеют форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении. История их развития и внутреннее строение существенно различны.

Юго-восточная часть кальдеры пространственно совпадает с положением докальдерного центра кислого вулканизма. Она полностью заполнена отложениями посткальдерного комплекса. Три четверти ее площади заняты экструзивными куполами. Большая часть северо-западной территории Узонско-Гейзерной кальдеры заполнена озерными отложениями, экструзивные купола здесь единичны. Кольцевой разлом восточного ограничения Узонской кальдеры срезает край кальдеры Гейзерной, что свидетельствует о ее более молодом возрасте.

В восточной части кальдеры Узон выделяется серия тектонических блоков фундамента, кровля которых имеет различные гипсометрические отметки. В северо-западной части расположена молодая воронка взрыва размером 4—5 км, заполненная озерными отложениями (см. рис. 32); в ее пределах установлено незначительное проседание пород. К воронке приурочена основная современная гидротермальная деятельность. Посткальдерный этап вулканизма в кальдере Узон представлен также экструзивным куполом и базальтовым мааром.

Вулканогенные породы Узонско-Гейзерной кальдеры рассечены многочисленными разновозрастными тектоническими разломами и крупными трещинами различного простираения. Максимальное развитие они получили в пределах Узонской кальдеры и в породах окружающей ее рамы. К участкам максимального сгущения разрывов приурочены зоны гидротермально измененных пород. Наиболее густая их сеть наблюдается в юго-восточном экзоконтакте

Узонско-Гейзерной кальдеры. Здесь, видимо, размещена единая тектоническая зона разрывов северо-восточного простирания, которая прерывается в контуре Гейзерной кальдеры (см. рис. 32), заполненной более молодыми отложениями.

Отчетливо выделяются прерывистая зона кулисного размещения разрывов северо-западного простирания и широтная зона, пересекающие всю Узонско-Гейзерную кальдеру и частично уходящие в ее экзоконтакт.

Перед началом игнимбритообразующих извержений на месте современной Узонско-Гейзерной кальдеры широко проявился основной и кислый вулканизм, сформировавший в раннем начале среднего плейстоцена сложный комплекс вулканических сооружений. Отчетливо выделяется этап вулканической деятельности, предшествующий образованию кольцевых структур (начало среднего плейстоцена). С ним связано формирование вулкана Узон, серии даек, шлаков и базальтовых лавовых потоков верхней части плато Широкого.

Этап мощных игнимбритообразующих извержений происходил во второй половине среднего плейстоцена. Вследствие непрерывно следующих один за другим выбросов пирокластики происходило опустошение магматического очага. При этом возник сложный игнимбритовый покров вокруг кальдеры. По заложившемуся при этом кальдерному разлому внедрялись дацит-липаритовые экстрезии и изливались потоки кислых лав. При проседании по кальдерному разлому возникла депрессия с озерными водоемами, где началось накопление озерных отложений. Главную роль при их формировании играл ювенильный пемзовый материал. Со слабо проявленной вулканической деятельностью посткальдерного периода связано образование выбросов пемз и выжимание экстрезий с их лавовыми потоками. Проявления основного вулканизма в этот период были единичными.

В кальдере Узон, по описанию Г. Ф. Пилипенко, установлены многочисленные проявления перегретых вод: бурлящие воронки, озерки, кипящие грифоны, грязевые котлы и вулканчики. Температура источников 45–96 °С, максимальная температура газопаровых струй 102 °С. Все они приурочены к наиболее молодой наложенной воронке взрыва, располагающейся в узле пересечения сквозных тектонических разломов северо-западного и широтного простирания (см. рис. 32). В пределах воронки широкое развитие получили и гидротермально измененные породы — вторичные кварциты, кварц-адуляровые метасоматиты, кремнеземные породы с ртутно-сурьмяно-мышьяковой сульфидной минерализацией, а также аргиллизированные и цеолитизированные породы. На месте развития кремнистых и сульфидных осадков, выпадающих из хлоридно-натровых растворов, формируется современное гидротермальное сульфидное месторождение. В рудной залежи мощностью 0,5 м содержание As 30 %, Sb 1 %, Hg 0,37 %. С глубиной рудная минерализация рассеивается. В пределах рудной залежи установлены скородит, аурипигмент, реальгар, антимонит, метастибнит, кино-

варь, метациннабарит, гематит, пирит, марказит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит и другие минералы.

**Месторождение Томас-Маунтин** (штат Юта, США) с бериллиевым и флюоритовым оруденением расположено в пределах кальдер Томас и Дезерт Невадийского вулканического щита. По данным В. Бербанка, Р. Людке и Д. Шаве, район известен крупнейшими бериллиевыми месторождениями, а также месторождениями флюорита, урана и полиметаллов.

Кальдера Томас имеет в плане форму правильного овала размером 20×25 км, вытянутого в меридиональном направлении. Расположенная восточнее кальдера Дезерт с поперечным сечением около 20 км характеризуется в плане округлой, почти изометричной формой. В пределах кальдер развиты третичные вулканы и четвертичные отложения. Кроме того, в юго-западной части кальдер Томас обнажаются докембрийские и палеозойские отложения, расчлененные двумя параллельными дуговидными разломами.

Третичные вулканы (абсолютный возраст 20–28 млн. лет) представлены пепловыми туфами с большим количеством (10–40 %) обломков доломитов, спекшимися и сильно измененными туфами, а также лавами трахиандезитов, кварцевых трахиандезитов, риолитов, риодацитов, андезитов, андезито-базальтов и агломератами. Встречаются тела неправильной формы и дайки кварцевых монзонитов, кварцевых диоритов и субвулканические породы типа кварцевых порфиров, кварцевых трахиандезитов и дацитов. Широко распространены также неправильные трубообразные тела брекчий с обломками риолитов, риодацитов и различных осадочных пород размером от долей сантиметра до 3 м. Обломки сцементированы вулканическим стеклом или тонкозернистым доломитом. Бериллиевое оруденение приурочено к туфам, обогащенным обломками доломитов. В интенсивно измененных туфах установлены турмалин, рутил, гранат, топаз, касситерит, апатит, анкерит, опал, халцедон, адуляр, флюорит и берtrandит. Оруденение располагается либо в краевых частях кальдер, либо в пределах секторального поднятия около них. В локализации руд главную роль играют дуговидные разломы, а в пределах поднятий — радиальные разрывы.

Крупнейшие месторождения бериллия (Роадсайд, Фиш Спрингс и др.) представлены берtrandитовой формацией. Рудные тела в них залегают почти согласно с вмещающими туфами и имеют размеры до 4000 м по простиранию и 300–400 м по падению при мощности 15 м и более. Среднее содержание BeO 0,5 %. Кроме бериллия в рудах содержатся в значительных количествах литий, фтор, уран, цинк. Основной рудный минерал бериллиевых руд — берtrandит. К рудоконтролирующим факторам, определяющим положение бериллиевых месторождений, относится наличие многочисленных обломков карбонатных пород среди туфов и экранирующее влияние горизонтов плотных вулканических лав в кровле и подошве рудовмещающих туфов.

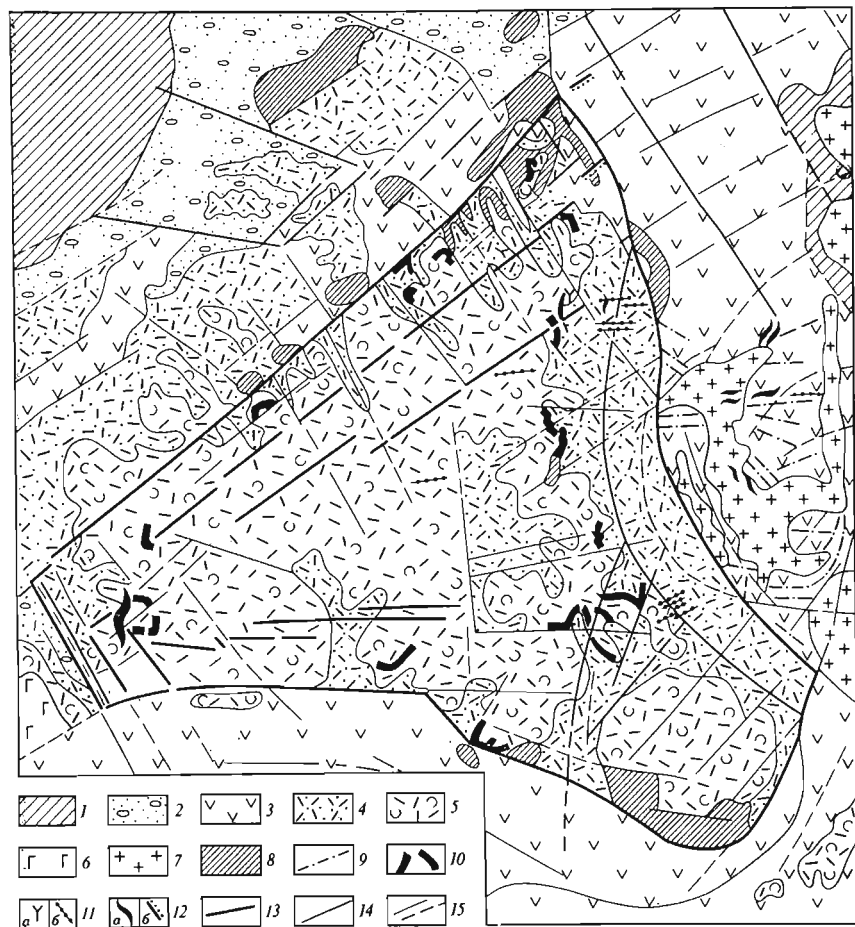


Рис. 33. Схема геологического строения Арманской кальдеры [7].

1 — среднеюрские морские отложения; 2 — верхнемеловая песчано-конгломератовая толща; 3 — толща андезитов (сеноман—турон); 4—5 — игнимбриты ольской свиты (сеноман—дат); 6 — горизонт гиапоигнимбритов; 7 — горизонт порфирокластических игнимбритов; 8 — покровы базальтов палеогена; 9 — интрузии гранитоидов; 10 — субвулканические интрузии липаритов; 11 — дайки липаритов, гранит-порфиров; 12 — дайки, пластовые залежи, экструзии витрофиров; 13 — андезиты, андезито-базальты (а — пластовые тела, штоки; б — дайки); 14 — жилы; 15 — адуляр-кварцевые; 16 — флюоритовые; 17 — границы кальдеры; 18 — основные разломы; 19 — второстепенные разрывные нарушения

Месторождения флюорита (Лост Шип, Белл-Хилл, Хилтон и др.) имеют второстепенное, но в то же время промышленное значение. Они размещаются главным образом в палеозойских преимущественно карбонатных породах, реже в телах третичных брекчий и в риолитах; рудные тела имеют главным образом трубообразную форму. Месторождения относятся к кварц-карбонат-флюоритовой формации. Руда на 65—95 % состоит из флюорита; встречаются также доломит, кальцит и минералы кремнезема. Во флюо-

ритовых и бериллиевых рудах многих месторождений установлены включения настурана. Содержание урана 0,03—0,33 %, иногда 0,59 %.

**Месторождения Арманской кальдеры.** Арманская кальдера располагается в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, в пределах крупной вулкано-тектонической депрессии. По данным Р. А. Еремина, кальдера в плане имеет форму неправильного треугольника и ограничена разломами глубокого заложения (рис. 33). С северо-запада кальдера ограничена мощной зоной разломов северо-восточного простирания, с востока — зоной разломов северо-северо-западного простирания, более мелкие разломы ограничивают ее с юго-запада, юга и юго-востока.

Кальдера выполнена толщей липаритовых игнимбритов сеноманского возраста (поздний мел), которая несогласно перекрывает породы фундамента. Последний представлен интенсивно дислоцированными среднеюрскими морскими отложениями, андезитами и синхронными им песчано-конгломерато-сланцевыми породами. С востока и юга кальдера окаймляется породами основания и только на северо-западе граничит с маломощными покровами игнимбритов.

Среди игнимбритов, выполняющих кальдеру, выделяется нижний их горизонт, представленный слабосваренными, спекшимися туфами, которые И. М. Сперанская назвала гиапоигнимбритами; они выстилают дно кальдеры. В туфах встречается значительное количество обломочного материала комплекса основания. Максимальное развитие гиапоигнимбриты получили в восточной, наиболее эродированной части кальдеры. На них согласо залегает верхний порфирокластический горизонт сильно сваренных игнимбритов, захватывающих большую часть площади кальдеры. Мощность толщи гиапоигнимбритов достигает 500 м, порфирокластических разностей — 500 м. Общая глубина проседания кальдеры около одного километра.

Вдоль разломов, ограничивающих кальдеру, и особенно по северо-западному и восточному ее обрамлению прерывистой полосой располагаются многочисленные субвулканические интрузивы, прорывающие всю толщу игнимбритов. Они имеют форму изометричных или чаще линейных тел, вытянутых вдоль разломов; размеры тел с глубиной возрастают. При этом меняется и их структура — например, липариты с глубиной переходят в гранит-порфиры. Широкое распространение получил дайковый комплекс, представленный липаритами, гранит-порфирами, андезито-базальтами, долеритами; многочисленны и пластовые тела витрофиров (вулканические стекла).

Вулканы, выполняющие кальдеру, рассеяны многочисленными разломами северо-восточного, северо-северо-западного, северо-западного и субширотного, реже меридионального простирания. Основная их масса тяготеет к граничным разломам и разбивается на удлиненные пластиновидные блоки, ступенчато смещающиеся от края кальдеры к ее центру.

В пределах кальдеры известны золото-серебряные месторождения, полиметаллические и флюоритовые рудопроявления, среди которых установлены кварц-карбонат-сульфидные и кварц-карбонат-флюоритовые жилы, приуроченные к зонам пропилитизации эпидот-хлоритовой ступени в нижней части разреза вулканогенной толщи. В тесной связи с золото-серебряным оруденением встречается ртутная минерализация.

Золото-серебряные месторождения располагаются в зонах граничных разломов среди игнимбритов, андезитов, субвулканических интрузивов и экструзивов и даек, которые на контакте с рудными телами интенсивно пропилитизированы (до эпидот-хлоритовой фации с адуляром). Они приурочены к участкам сопряжения линейных тектонических разрывов с дуговидными и радиальными нарушениями. Рудные тела представлены жилами и штокверковыми зонами. В составе рудных жил установлены кварц-адуляровые и адуляр-карбонат-кварцевые. Характерные рудные минералы — электрум, аргентит, фрейбергит, халькопирит; выявлено самородное серебро.

**Кальдера Джеконда** (Якутия) с золоторудной минерализацией, по сообщению С. М. Кравченко, расположена в пределах площади развития доломитов раннего кембрия, которые перекрывают древние толщии фундамента щита. Кальдера приурочена к узлу пересечения глубинных разломов диагонального, меридионального и возможно широтного простирания. Имеет округлое поперечное сечение диаметром 4,5 км. Центральная часть кальдеры сложена вулканогенно-осадочной толщей средней—поздней юры мощностью в 520 м, в составе которой установлены псевдо- и эпидейцитовые порфиры, щелочные трахиты и туфобрекчии с подчиненными прослоями кремнистых аргиллитов мощностью до 10 м. В туфобрекчиях наблюдается увеличение размера обломков от центра к периферии. Эта толща принимает участие в строении асимметричной мульды с падением слагающих ее горизонтов к центру кальдеры под углами 20—40°. В юго-западной части она прорвана штоком щелочных сиенитов. По краям кальдера маркируется кольцевыми дайками нефелиновых и щелочных сиенитов. Встречаются также маломощные дайки сиенит-порфиров и других пород. Минимальная амплитуда проседания центрального блока кальдеры оценивается в 650 м, а возможная максимальная — в 1400 м. Золоторудная минерализация кальдеры связана, по-видимому, со щелочно-земельными сиенитами.

**Месторождение Ыллымах** (Якутия) с редкометальной минерализацией, по данным С. М. Кравченко, приурочено к узлу пересечения глубинных разломов различных направлений среди доломитов раннего кембрия. Месторождение располагается в кальдере округлого горизонтального сечения диаметром 4,5—5,5 км. Выполняющие ее вулканогенно-осадочные породы слагают асимметричную мульду с пологим падением слоев к центру кольцевого блока. По периферии кальдера окаймлена дайкой малиньитов мощностью

до 800 м. Центральная часть кальдеры прорвана серией последовательно формировавшихся штоков и даек щелочных пород.

В процессе формирования кальдеры установлены следующие этапы: 1 — излияние щелочных лав (псевдолейцитовых порфиров, щелочных трахитов и других), 2 — проседание кольцевого блока кальдеры с амплитудой не менее 500 м, возможная максимальная величина смещения 1200 м; 3 — образование кольцевых даек и штоков малиньитов, нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов; 4 — возникновение штоков микромонзонитов, щелочноземельных сиенит-порфиров и других пород; 5 — внедрение даек селвсбергитов, псевдолейцитовых тингуаитов и формирование штоков эгириновых гранитов. Редкометальная минерализация с золотом в кальдере приурочена к альбититам.

Кальдеры Джеконда и Ыллымахская во многом сходны. Они сформированы в период мезозойской тектоно-магматической активизации, располагаются в узлах пересечения глубинных разломов и характеризуются единым типом магматизма и геологической историей их формирования. Ведущую роль в магматических породах играют щелочные вулканические и интрузивные породы калиевого ряда, которые позже сменились щелочноземельными образованиями. С завершением магматизма связано образование жильной серии, представленной дайками тингуаитов, селвсбергитов, грорудитов и эгириновых гранитов. Эти данные говорят о связи кальдер с магматическими очагами единой глубинности (видимо, в базальтовом слое земной коры) и объясняют сходство развитой в них редкометальной минерализации.

**Таланджинское месторождение** (Забайкалье) с комплексной (Pb, Zn, As, Hg, Mo, W) минерализацией расположено в пределах одноименной кальдеры и приурочено к узлу пересечения разломов меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. По данным Н. П. Лошака, в горизонтальном срезе кальдера имеет форму неправильного клина, сужающегося к западу. Амплитуда проседания клиновидного блока достигает 1100 м. В основании кальдеры располагаются главным образом рассланцованные гнейсы раннего протерозоя и в меньшей мере палеозойские гранитоиды.

Вулканические породы, заполняющие кальдере, расчленяются на три структурных яруса. В основании нижнего яруса располагается раннемеловая свита мощностью 250—400 м. Она сложена туфами, лавобрекчиями липарито-дацитов и туффитами с линзами углей. Субвулканическим аналогом ее является крупная интрузия дацитов и липарито-дацитов. Средняя часть разреза нижнего яруса представлена толщей андезитов, андезито-базальтов, их лавобрекчий и туфов мощностью 100—150 м, ее субвулканические аналоги — кольцевые интрузии андезитов и диоритовых порфиров. В верхней части яруса располагается толща игнимбритов липаритов раннего мела мощностью 150—260 м, с редкими прослоями туфов и туффитов.

Средний структурный ярус представлен позднемеловой свитой и ее субвулканическими аналогами. Свита сложена туфами липаритов, андезит-дацитами и их туфами, общая мощность толщи 370—390 м. Субвулканическими ее аналогами являются интрузии долеритов, дайки кварцевых диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров, интрузии и дайки липарито-дацитов, дацитов, липаритов, сферолитовых и сферолоидных фельзитов, фельзит-порфиров.

К верхнему структурному ярусу относится крупная субвулканическая интрузия липаритов позднего мела. В краевых частях липариты переходят в игнимбритоподобные породы и далее в эруптивные брекчии и вулканические стекла. К наиболее поздним образованиям верхнего яруса относятся близповерхностные интрузии гранит-порфиров.

Вулканические покровы кальдеры полого (10—25°) погружаются к ее центру, поэтому в целом она имеет концентрически-зональное строение. Внешние контуры кальдеры в основном определяются линейными тектоническими разломами субширотного, северо-восточного, меридионального и северо-западного простирания. Локальные дуговидные разломы как по ее контакту, так и во внутренней части имеют ограниченное распространение. Слагающие кальдеру породы рассечены тектоническими разломами северо-западного, меридионального и широтного простирания. Некоторые из них (северо-западные и меридиональные) выходят за пределы кальдерного блока.

Породы кальдеры, особенно у ее краевых разломов, интенсивно арилллизированы и пропилитизированы. К таким участкам приурочены полиметаллическая, мышьяково-ртутная, молибденовая вольфрамовая и другие минерализации.

**Месторождение Карабашской вулканической депрессии.** Депрессия располагается в пределах Кураминской структурно-фациальной зоны в юго-западных отрогах Чаткальского хребта [13]. Она имеет овальную форму с удлинением в северо-западном направлении (рис. 34, 35). В строении ее принимают участие нижнепалеозойские метаморфические породы, прорванные разновозрастными интрузиями гранитов, верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения и прорывающие их послевулканические дайки регионального распространения, которые перекрываются платформенными мезо-кайнозойскими осадочными породами.

Основание депрессии слагают разновозрастные гранитоидные массивы с крупными останцами ордовик-силурийских сланцев и роговиков и мраморизованных, скарнированных известняков.

Среди гранитоидов основания депрессии по абсолютному возрасту и петрографическому составу выделяются две группы интрузивов. Наиболее древние (абсолютный возраст 380—424 млн. лет) относятся к каледонским (преднижнедевонским) образованиям. В этой группе выделяются серые биотитовые граниты, гранодиориты и светло-розовые аляскитовые граниты, среди которых встречаются пегматиты, аплиты, грейзены (абсолютный возраст 410 млн.

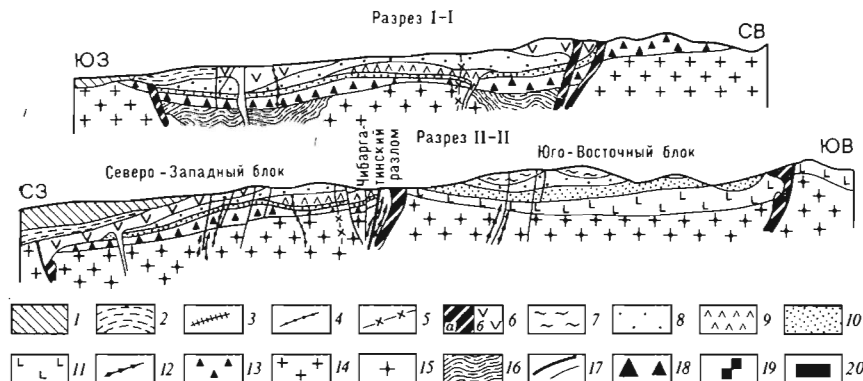
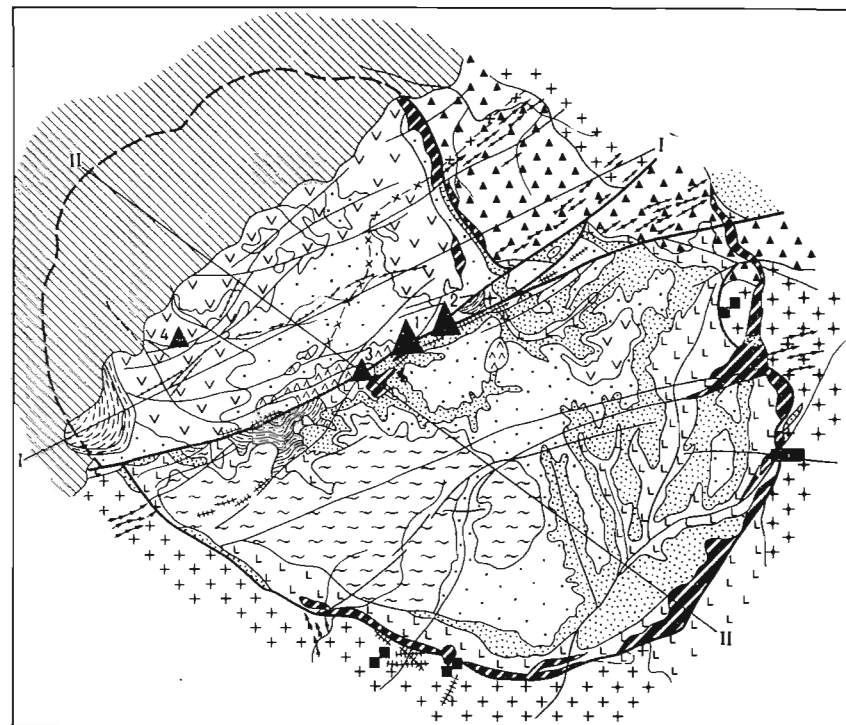
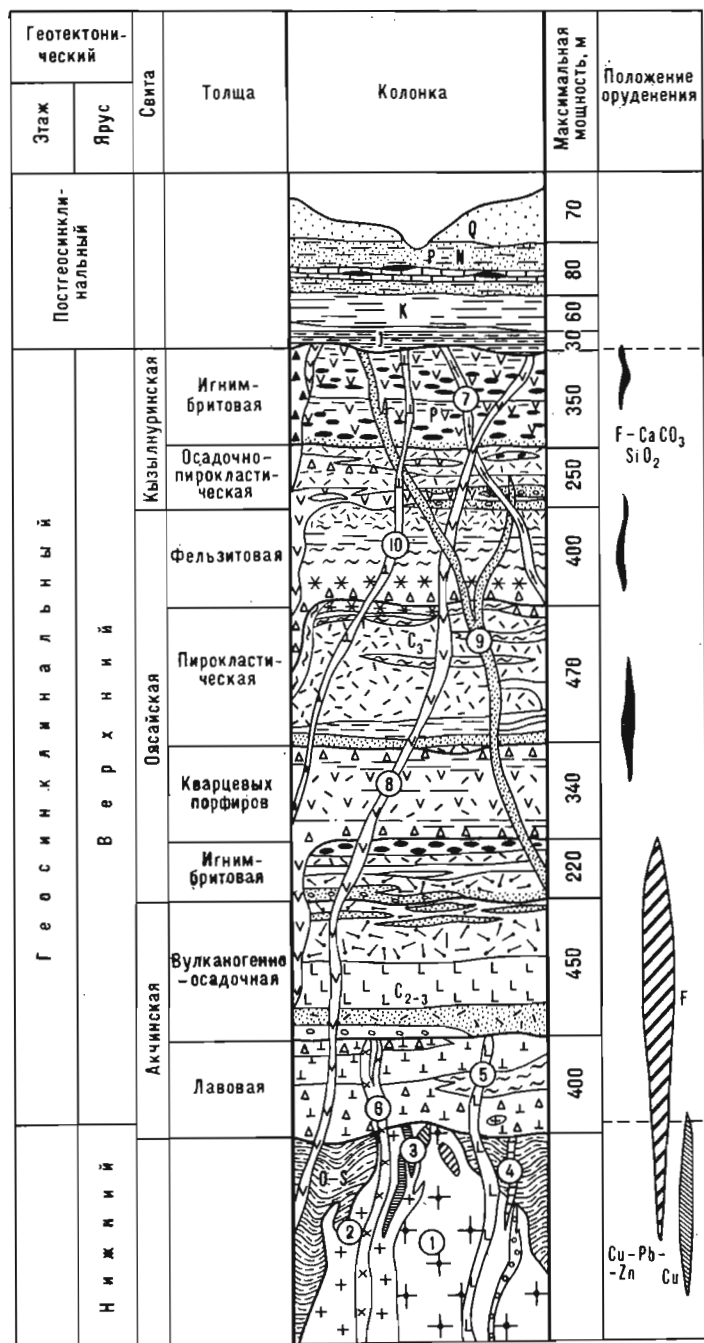


Рис. 34. Схема геологического строения Карабашской кальдеры.

1—2 — мезо-кайнозойские осадочные отложения: 1 — четвертичные, 2 — неогеновые — юрские (Н—Ю); 3—5 — послевулканические дайки регионального распространения: 3 — диабазы, 4 — микрогранитофоров, сферолит-порфиров, 5 — кварцевых порфиров; 6—13 — вулканогенно-осадочные образования (С<sub>3</sub>—Р): 6 — кызылкурская свита (а — эжструзивные тела кольцевых структур, б — покровы кварцевых порфиров и их игнимбритов); 7—10 — оясайская свита: 7 — субвулканические интрузии и покровы фельзитов верхней толщи, 8 — пирокластическая толща, 9 — толща кварцевых порфиров, 10 — нижняя — игнимбритовая толща; 11—13 — акчинская свита: 11 — верхняя толща, 12 — дайкообразные тела гранодиорит-порфиров, кварцевых микродиоритов, дацитов и других пород, 13 — нижняя толща; 14—16 — породы основания депрессии: 14 — ранневарисские гранитоиды, 15 — каледонские гранитоиды, 16 — ордовик-силурийские сланцы и роговики; 17 — разломы, более мелкие тектонические разрывы; 18 — месторождения и рудопроявления флюорит-кварцевой рудной формации (1 — Чи-баргата, 2 — Агата, 3 — Янгаклы, 4 — Талдыбулак); 19 — рудопроявления жильной полиметаллической формации; 20 — рудопроявления меденосных вторичных кварцитов



лет) и кварцевые жилы с пиритом и халькопиритом. Более молодые гранитоиды — аплиты, пегматиты и гранофиры — относятся к раннегерцинским образованиям (абсолютный возраст около 350 млн. лет). Таким образом, основание Карабашской депрессии имеет сложное гетерогенное строение. В ее пределах выделяются две локальные впадины, разделенные Чибаргатинским разломом.

Вулканогенно-осадочные отложения депрессии (поздний карбон — ранняя пермь) суммарной мощностью около 100 м делятся на три свиты (снизу вверх): акчинскую, оясайскую и кызылнулинскую. Нижняя (лавовая) толща акчинской свиты с максимальной мощностью до 4000 м представлена темными авгитовыми порфритами, флюидалными дацитами — андезитами, лавобрекчиями этих пород и агломератами (см. рис. 35). Она развита в основном в северо-западном блоке Карабашской депрессии. Максимальная мощность нижней толщи отмечается по периферии депрессии; на гранитоидном выступе центральной части мощность уменьшается до 130 м.

Эффузивы нижней толщи акчинской свиты прорываются многочисленными дайками и дайкообразными телами гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, кварцевых микродиоритов, дацитов и других порфировых пород. Пояса и поля этих пород тяготеют к зонам крупных разломов северо-восточного и субширотного простирания. Мощность даек меняется от первых метров до 15 м и более.

Вулканогенно-осадочные отложения верхней толщи акчинской свиты (поздний карбон) развиты преимущественно в юго-восточной части Карабашской депрессии, где отчетливо перекрывают эффузивы нижней толщи и прорывающие их дайки гранодиорит-порфиров и других пород.

Почти всюду в основании верхней толщи акчинской свиты картируется маломощный (2—18 м) базальный горизонт конгломератов; туфогенных песчаников и туффов. Залегающие выше вулканогенно-осадочные отложения этой толщи имеют непостоянную мощность и представлены породами различного состава и генезиса. При наиболее полном разрезе выше базальных слоев залегают туфогенно-осадочные породы нижнего горизонта, затем андезитовые лавы, а верхний горизонт представлен туфогенно-осадочными отложениями.

Нижний горизонт мощностью до 60 м сложен конгломератами

Рис. 35. Стратиграфическое положение образований липаритовой формации в пределах Карабашской кальдеры [13].

Интрузивные породы (от древних к молодым): 1—4 — гранитоиды основания: 1 — каледонские биотитовые граниты и гранодиориты, 2 — ранневарисские гнейсовидные гранодиориты, амфиболиты, габбро-диориты, порфировидные гранодиориты, 3 — пегматиты, аплиты, 4 — гранофиры; 5—6 — корневые аналоги акчинской свиты: 5 — микродиориты, дациты, 6 — гранодиорит-порфиры; 7—10 — дайки регионального распространения: 7 — лампрофиры, сиенит-порфиры, 8 — кварцевые порфиры, 9 — микрогранофиры, сферолит-порфиры, 10 — диабазы. F — флюоритовое оруденение месторождений Чибаргата и Агата; Cu—Pb—Zn и Cu — рудопроявления жильной полиметаллической рудной формации и меденосных кварцитов; F—CaCO<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> — послерудные жилы и прожилки флюорита, кальцита и халцедоновидного кварца.

и песчаниками, среди которых залегают туфогенные песчаники и туффиты. Средний горизонт мощностью до 200 м сложен темными сиреневыми андезитами, дацитами с прослоями кластолав, туфов дацитов и дацитовых игнимбритов. Верхний горизонт, образующий несколько слоев, представлен осадочными и пирокластическими породами различной мощности и состава. Общая мощность этого горизонта 200 м, максимальная (до 400 м) установлена у южной границы депрессии.

Оясайская свита (поздний карбон) разделяется на четыре толщи (снизу вверх): игнимбритовую, кварцевых порфиров, пирокластическую и фельзитовую. Нижняя игнимбритовая толща распространена на всей территории Карабашской депрессии. Максимальная ее мощность (до 220 м) наблюдается в юго-восточной части депрессии, минимальная (до 50 м) — в северо-западной. Разрез толщи весьма однообразен. В основании залегает туфогенно-осадочный горизонт конгломератов, слоистых песчаников, туфогенных песчаников, туфов и туффитов. Верхнюю часть толщи составляют игнимбриты и спекшиеся туфы кварцевых порфиров. В низах их залегают сиреневые плотные, часто сферолитовые игнимбриты кварцевых порфиров, которые вверх по разрезу сменяются спекшимися кристаллокластическими туфами кварцевых порфиров. Эти туфы в свою очередь перекрываются темными сиреневыми псевдофлюидальными игнимбритами кварцевых порфиров, сменяющимися вверх по разрезу литокластическими и пепловыми туфами.

Средняя толща кварцевых порфиров в отличие от других распространена локально, ее мощность меняется от первых метров до 320 м. В основании кварцевых порфиров залегают конгломераты, песчаники, туффиты и агломераты мощностью от первых метров до 30 м.

Пирокластическая толща оясайской свиты известна на всей площади Карабашской депрессии и представлена главным образом кислыми пирокластами, среди которых отмечаются фельзиты. Мощность толщи резко меняется (60—470 м). Наибольшая мощность установлена по периферии купола кварцевых порфиров. В низах толщи залегают туфогенные песчаники, туфобрекчии, туффиты и туфы мощностью 2—80 м. Выше располагаются в основном пепловые туфы с псевдофлюидальными игнимбритами фельзитов и различные фельзиты.

Верхняя фельзитовая толща оясайской свиты занимает значительную площадь в юго-восточной части депрессии. Слагающие ее породы залегают с отчетливым несогласием на различных более древних образованиях (туфах, игнимбритах кварцевых порфиров оясайской свиты, туфах и дацитах акчинской свиты, силурийских сланцах), имеют абсолютный возраст 290 млн. лет. Толща представлена в основном фельзитами с разнообразной текстурой. Среди них выделяются сферолитовые, флюидальные и массивные фельзиты, фельзит-порфиры, пятнисто-полосчатые фельзиты и их кластолавы; известны также брекчии и пепловые туфы. Суммар-

ная мощность всех этих пород меняется от первых метров до 400 м. В совокупности описанные породы образуют сложный вулканический купол, центральная часть которого находится в юго-западной краевой части депрессии.

Субвулканические интрузивы, близкие по возрасту фельзитам верхней толщи оясайской свиты, располагаются в зонах скрытых разломов. Они имеют форму сложных даек, штокообразных тел, которые при образовании не достигали поверхности, располагаясь на глубине 300—1000 м.

Кызылнухинская свита представлена кислыми вулканогенными породами, завершающими позднепалеозойскую вулканическую деятельность. Ее отложения развиты в основном в северо-западной части Карабашской депрессии. Свита делится на две толщи — нижнюю (осадочно-пирокластическую) и верхнюю (игнимбритовую). В основании нижней толщи залегает горизонт конгломератов, песчаников, алевролитов и туффитов. Верхнюю часть составляют сиреневые биотитовые туфы кварцевых порфиров, розовых кварцевых порфиров, сферолитовые и флюидальные фельзиты, а также различные брекчии, кластолавы и агломераты. Суммарная мощность толщи достигает 250 м.

Верхняя игнимбритовая толща в основном развита в северо-восточной части депрессии. К ней относятся бурые игнимбриты и серые туфы кварцевых порфиров, которыми заканчивается разрез вулканогенных отложений в данном районе. В основании игнимбритовой толщи наблюдается маломощный (0,5—2 м) слой «песка и пыли», который выше по разрезу постепенно сменяется плотными темными лавоподобными породами — игнимбритами кварцевых порфиров. В них встречаются многочисленные линзы черного вулканического стекла и обломки туфов, брекчий кварцевых порфиров, кластолав фельзитов и других пород. Мощность игнимбритов 20—30 м. Выше они сменяются светлыми туфами кварцевых порфиров, мощность которых достигает 100 м. Еще выше залегает следующий горизонт игнимбритов и спекшихся туфов, сходных с нижележащими.

Таким образом, в разрезе игнимбритов кызылнухинской свиты дважды повторяется закономерная смена плотных пирокластических пород более рыхлыми спекшимися туфами. Максимальная мощность игнимбритов и спекшихся туфов верхней толщи кызылнухинской свиты достигает 350 м.

Имеющие различную форму экстррузивные и субвулканические интрузивы, близкие по возрасту породам кызылнухинской свиты, широко развиты в Карабашской депрессии. Они известны в зонах крупных разломов, развиты по обрамлению депрессии и внутри ее. Сложены они кварцевыми порфирами, их кластолавами, туфами, брекчиями и агломератами.

На площади Карабашской депрессии широко развиты дайки кислых и основных пород, которые пересекают все вулканические образования, заполняющие депрессию и сформировавшиеся после завершения вулканической деятельности в районе, но до рудоот-

ложения. Таким образом, они отделяют процессы рудообразования от вулканических явлений. Среди даек выделяются от ранних к поздним): лампрофиры, кварцевые сиенит-порфиры, кварцевые порфиры, микрогранофиры и диабазы.

Абсолютный возраст наиболее ранних даек лампрофиров и кварцевых сиенит-порфиров близок к возрасту кызылтуринских игнимбритов — 270—280 млн. лет. Возраст самых молодых даек (гранофиров и диабазов) 258—265 млн. лет. Эти дайки образуют протяженные пояса, реже встречаются в виде единичных тел; мощность их меняется от долей метра до 30 м, а протяженность по простиранию — от первых метров до 1 км и более. Дайковые пояса прослеживаются на несколько десятков километров. Внутри депрессии пояса ориентированы в северо-восточном и субширотном направлении, в периферических частях приурочены к зонам кольцевых разломов.

Мезо-кайнозойские платформенные осадочные отложения перекрывают все более древние породы. Среди них магматические породы и гипогенная гидротермальная минерализация отсутствуют.

Вулканогенно-осадочные отложения депрессии практически не подвергнуты складчатым деформациям. Большой частью они залегают почти горизонтально. Локальные изменения в их залегании связаны с самим процессом вулканогенного осадконакопления, рельефом дна впадин, конседиментационными разломами и последующим внедрением различных интрузивных тел. Наиболее крутые падения отмечаются в периферической зоне депрессии, вблизи ограничивающих ее кольцевых разломов. С удалением от них на расстоянии 0,5—1 км происходит уменьшение углов падения пород до 8°.

Кольцевая структура Карабашской депрессии окончательно оформилась в период завершения позднепалеозойской вулканической деятельности, однако отдельные фрагменты депрессии были заложены еще в начальную стадию накопления полуплатформенных отложений. Ограничивающие кальдеру дуговидные разломы представляют собой совокупность нескольких тектонических элементов. Кроме тектонических швов с глиной трения и зонами брекчий, здесь отмечаются многофазные экструзивные тела и дайки, а также локальные изменения условий залегания вулканогенно-осадочных пород. В настоящее время кольцевые разломы представляют собой разломы кальдер обрушения. Они обычно круто (70—90°) падают к центру депрессии и имеют прерывистое кулисообразное строение. Экструзивы и дайки, приуроченные к ним, также образуют прерывистую цепь, отдельные тела которой ориентированы не всегда согласно с кольцевыми разломами.

Карабашская депрессия имеет блоковое строение. В ней выделяются две автономные впадины, в пределах которых шло по разному осадконакопление, внедрение поствулканических даек, формирование тектонических разрывов и последующее гидротермальное рудообразование. Эти впадины разделены горстообразным выступом, с которым совпадает зона Чибаргатинского разлома.

Разрывы в пределах Карабашской депрессии получили исключительно широкое развитие. Выделяются три основные группы: долгоживущие сквозные, скрытые и кольцевые и полукольцевые разломы. К сквозным относится Чибаргатинский сбросо-сдвиг, ориентированный вкрест простирания депрессии. Он прослежен на значительное расстояние и выходит за пределы Карабашской депрессии. Скрытые разломы почти не заметны в верхней части разреза вулканогенных отложений, однако хорошо проявлены в основании депрессии, где слагают серию тектонических швов по контактам разновозрастных скрытых даек. В вышележащих эффузивах скрытые разломы представлены линейными зонами мелких слабо выраженных трещин, вдоль которых вулканы интенсивно изменены гидротермальными процессами.

В Карабашской депрессии широко распространены разновозрастные экструзивы кислых пород, возникающие в основном на завершающем этапе вулканической деятельности. На первых этапах формирования депрессии источником вулканического материала служили главным образом центры извержения за пределами депрессии, а на поздних — внутридепрессийные вулканические аппараты в виде куполовидных вулканов и силлов. В зонах кольцевых разломов формировались сложные этмолиты, дайкообразные тела и изометричной формы некки.

Примером куполовидных вулканов может служить вулканический купол кварцевых порфиров средней толщи оясайской свиты площадью около 25 км<sup>2</sup> в западной части депрессии. Падение склонов свода изменяется от 5 до 60°. В разрезе купол имеет симметричное строение. В нижней и в верхней его частях располагаются грубообломочные лавобрекчии кварцевых порфиров и туфобрекчий. По направлению к центральной части покрова они сменяются массивными, флюидалными и сферолитовыми кварцевыми порфирами и их туфолавами. Центральная часть купола сложена кластолавами и кристаллокластическими туфами кварцевых порфиров с массивной и полосчатой текстурой.

Процесс формирования куполовидного вулкана был длительным, на что указывает присутствие в разрезе кварцевых порфиров маломощных (0,5—0,6 м) прослоев туфогенно-осадочных пород, образованных в период затухания эксплозивной деятельности вулкана. Сходный по структуре вулканический купол образуют и более молодые фельзиты верхней толщи оясайской свиты в юго-восточном блоке Карабашской депрессии.

В обоих блоках депрессии широко развиты силлообразные тела оясайских фельзитов и лавобрекчий и кызылтуринских кварцевых порфиров и их туфолав. Часто наблюдается несколько «горизонтов» силлов.

В зоне кольцевых разломов, обрамляющих Карабашскую депрессию и локальные впадины внутри нее, отмечаются многочисленные сложного строения субвулканические интрузивы и некки, выполненные жерловыми фациями, которые есть основание сопоставлять с эффузивами кызылтуринской свиты. Они имеют непра-

вильную штокообразную и этмолитовую форму. Корневые (наиболее глубокие) части тел слагают хорошо раскристаллизованные разности — кварцевые порфиры и гранит-порфиры. Менее раскристаллизованные разности — сферолит-порфиры и фельзит-порфиры — обычно являются более ранними и располагаются в краевых и верхних зонах экструзивов.

Почти все породы, заполняющие Карабашскую депрессию, имеют кислый состав. Лишь первый этап вулканической деятельности характеризовался образованием пород основного и среднего состава. Есть основание считать, что все эти породы, по-видимому, были образованы из одного источника и могут рассматриваться в качестве единого магматического комплекса. Несмотря на длительный период формирования вулканогенно-осадочных отложений (поздний карбон—поздняя пермь), они имеют небольшую мощность (около 1000 м); весьма характерны частые перерывы в осадконакоплении, резкая фаціальная изменчивость состава по простиранию и в разрезе. По мере формирования депрессионной структуры происходило сокращение площадей осадконакопления и увеличение числа вулканических центров.

В пределах Карабашской депрессии и по ее обрамлению проявлена рудная минерализация, относящаяся к следующим трем рудным формациям — флюорит-кварцевой, жильной полиметаллической и халькопиритовой во вторичных кварцитах. Все они относятся к постмагматическим образованиям и связаны с различными стадиями единого гидротермального процесса.

Флюоритовые месторождения Чибаргата, Агата и ряд рудопроявлений характеризуют флюорит-кварцевую рудную формацию. Оба эти месторождения располагаются в центральной части Карабашской депрессии в зоне Чибаргатинского разлома и приурочены к самым поздним субвулканическим телам и некам фельзитовидных кварцевых порфиров, фельзитов, сферолит-порфиров и различных брекчий. Флюоритовое оруденение сосредоточено в сложных жильных зонах, которые почти не выходят за пределы рудовмещающих вулканических тел. Наиболее крупные участки рудных жил располагаются в краевых и приконтактных частях вулканических тел. Флюорит-кварцевые жилы пересекают не только вулканические тела, но и дайки регионального распространения, которые на контакте с ними интенсивно изменены и превращены в хлорит-карбонатный агрегат. Рудовмещающие субвулканические интрузивы и неки (абсолютный возраст 270—280 млн. лет) относятся к пермским образованиям; возраст региональных даек 260 млн. лет.

Повышенные концентрации аксессуарного флюорита в вулканических породах района и в особенности в наиболее поздних из них (рудовмещающих телах), а также сходный состав элементов-примесей в минералах руд показывают, что эти породы и флюоритовые руды являются, по-видимому, продуктами эволюции единого магматического источника. Рудный процесс при этом проявился после завершения магматической деятельности — в позднеперм-

ское — раннетриасовое время. Реконструкция разреза рудовмещающих вулканитов дает основание предполагать, что формирование верхней части флюоритовых жил происходило на глубинах 500—700 м от палеоповерхности. Нижние части рудных жил располагались на глубинах 1000—1200 м от палеоповерхности.

Рудопроявления жильной полиметаллической формации и меденосных кварцитов располагаются вблизи кольцевых разломов, обрамляющих Карабашскую депрессию, среди гранитоидных пород основания. Эти жилы, так же как и флюоритовые, пересекают дайки регионального распространения.

**Редкометалльные месторождения** в ряде кальдер покровного типа приурочены к сложным узлам пересечения глубинных разломов в древних жестких блоках, консолидация которых началась еще в докембрии. Кальдеры имеют в плане округлую, почти изометричную или удлиненную форму и выполнены почти горизонтально залегающей позднеюрской вулканогенно-осадочной толщей, местами несогласно перекрытой раннемеловыми терригенными отложениями с горизонтами базальтов и липаритов. Толща вулканитов залегает на размытой, сложно расчлененной поверхности ранне- и позднепалеозойских гранитоидов. Мощность ее меняется от первых сотен метров (над выступами фундамента) до 900 м и более (над его прогибами).

Разрез вулканитов представлен базальтами и андезито-базальтами, трахидацитами, андезитами, различными фельзитами и липаритами с многочисленными терригенными прослоями, обогащенными слабометаморфизованным органическим веществом; мощность прослоев первые метры — 100 м и более.

Характерно, что покровы вулканитов не составляют единый разрез с постепенными переходами снизу вверх от основных пород к кислым, а неоднократно повторяются. Так, например, андезито-базальты располагаются не только в основании вулканогенно-осадочной толщи, но и в средней и верхней частях разреза. Местами в толще вулканитов встречаются вулканические аппараты центрального типа, в том числе и захороненные. Кальдеры ограничены краевым кольцевым, иногда дуговидным разломом, а на отдельных участках — линейными тектоническими разрывами.

Вулканогенно-осадочные породы рассечены густой сетью крутопадающих разломов различных направлений. В некоторых кальдерах установлено до шести систем разрывов — западно-северо-западного, северо-северо-восточного, северо-северо-западного, восточно-северо-восточного, а также широтного и меридионального простирания. Среди них выделяются сквозные глубинные, скрытые разломы фундамента и бескорневые, пересекающие только породы верхнего структурного этажа. По контакту пород с резко различными физико-механическими свойствами обычны мощные пологие, почти горизонтальные и горизонтальные разрывы.

В некоторых кальдерах крутопадающие разломы на флангах по простиранию и особенно по восстанию, а иногда и вниз по падению (бескорневые) сложно расщепляются, образуя структуры ти-

па «конского хвоста». Заслуживают внимания встречающиеся иногда своеобразные пластиновидные блоки, ограниченные двумя, иногда тремя параллельными крутопадающими разломами мощностью от нескольких десятков метров до 200 м и более. В их пределах обычно наблюдается густая сеть крупных крутопадающих диагональных тектонических трещин; в некоторых случаях они параллельны граничным разломам.

Весьма разнообразна трещиноватость рассматриваемых кальдер. Здесь развиты трещины: тектонические, связанные с инъективными дислокациями; термической контракции, создающие столбчатую и другие типы отдельности в покровах; внутрипластовые литогенетические в отдельных терригенных прослоях; сложной генетической природы дуговидные по граням столбчатой отдельности.

Все известные редкометальные месторождения располагаются в пределах кольцевых блоков, в сложных узлах пересечения крутопадающих разломов, чаще всего над краевыми частями приподнятых блоков фундамента. Оруденение приурочено в основном к верхнему структурному этажу, но в некоторых кальдерах встречается и в породах фундамента.

Месторождения располагаются в зонах пересечения вееров расщепления крутопадающих разломов вверх по восстанию с экранирующими, обогащенными органическим веществом терригенными прослоями; в пластиновидных блоках; в маломощных высокопористых горизонтах с густой сетью внутрипластовых литогенетических трещин; в вулканах центрального типа; в зонах скалывания с единичными крупными трещинами скола.

Морфология рудных тел весьма разнообразна. Известны сложные залежи, различной формы штокверковые тела (в том числе макроштокверки), сложные пластовые тела в отдельных терригенных прослоях и жильные и жилообразные. Оруденение практически встречается во всех породах, принимающих участие в строении кальдер, но чаще всего приурочено к наиболее хрупким породам — фельзитам, липаритам, трахидацитам, которые являются подлинными коллекторами оруденения.

**Месторождения рудного района Лейк-Сити (США).** Здесь на площади 120×140 км известно 15 кальдер проседания (рис. 36), в том числе три скрытые; с семью кальдерами связано полиметаллическое с золотом и серебром оруденение [50]. Диаметр кальдер достигает 20 км; некоторые из них являются сложными, наложенными одна на другую.

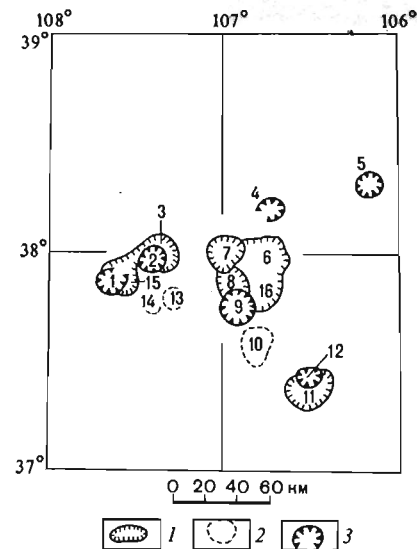
В основании разреза района располагаются метаморфические породы докембрия, несогласно перекрытые маломощной толщей палеозойских и мезозойских осадочных отложений. На породах фундамента, иногда непосредственно на докембрийской толще, залегает мощный покров вулканитов. Таким образом, в основании рудного района Лейк-Сити залегает древнейший жесткий блок ранней консолидации, который уже в палеозое испытывал воздымание, продолжавшееся в мезозое и кайнозое. О современных восходящих движениях свидетельствуют глубокооврезанные каньоно-

образные долины рек, рассекающие миоценовые вулканические толщи.

Вулканиты представлены в основном континентальными отложениями среднетретичного возраста (35—23 млн. лет). В олигоцене (35—30 млн. лет) здесь формировались андезитовые стратовулканы, позже

Рис. 36. Схема размещения кальдер в вулканическом поле Сан-Хуан.

Кальдеры: 1 — известные, 2 — погребенные, 3 — с месторождениями: 1 — Сильвертон, 2 — Лейк-Сити, 3 — Уиктопагри, 4 — Кочетоп-Парк, 5 — Бонанца, 6 — Ла-Гарича, 7 — Сан-Луис, 8 — Бэчело, 9 — Трид, 10 — Маунт-Хоуп, 11 — Платоро, 12 — Салемитвилл, 13 — Локт-Лейк, 14 — Ют-Крик, 15 — Сан-Хуан, 16 — общая площадь кальдер Меммот-Моунтин



(32—30 млн. лет) произошло внедрение штоков монзонитов, после чего (28 млн. лет) возникли кальдеры проседания. Несколько позднее (28—20 млн. лет) образовавшиеся кольцевые грабены были заполнены туфогенным материалом. В миоцене (22 млн. лет) происходило внедрение малых интрузий кислого состава и связанных с ними даек; вслед за этим накапливались новые толщи вулканитов. Магматизм завершился внедрением интрузий и даек риолитового состава (18 млн. лет).

С монзонитами первой фазы связана серия мелких кварц-барит-сульфидных жил (32—30 млн. лет); со второй — кварц-пиритовые жилы (27—25 млн. лет). Основная масса медно-полиметаллических жил связана с гранитоидами (23—22 млн. лет), а более поздние (22 млн. лет) кварц-баритовые жилы с серебром и золотом ассоциируют с трещинными вулканитами.

Процесс формирования месторождений был сложным и многостадийным. При образовании медно-полиметаллических руд проявились следующие стадии: 1 — ранняя кварц-пиритовая, 2 — стадия полосчатых кварц-сульфидных руд, 3 — стадия массивных родохрозитовых руд, 4 — поздняя кварц-карбонат-флюоритовая. В формировании барит-серебряно-золоторудных жил установлены три стадии: 1 — барит-сульфосольная, 2 — золото-серебряно-теллуридная, 3 — барит-халцедоновая. В распределении жил по латерали намечается отчетливая концентрическая зональность относительно кальдер, а также отдельных интрузивных тел. При этом минерализация более поздних генераций, как правило, располагается на большем удалении от кальдер и интрузивных тел.

**Месторождение кальдеры Сильвертон (США).** В горизонтальном сечении кальдера имеет форму овала размером 15×16 км, вы-

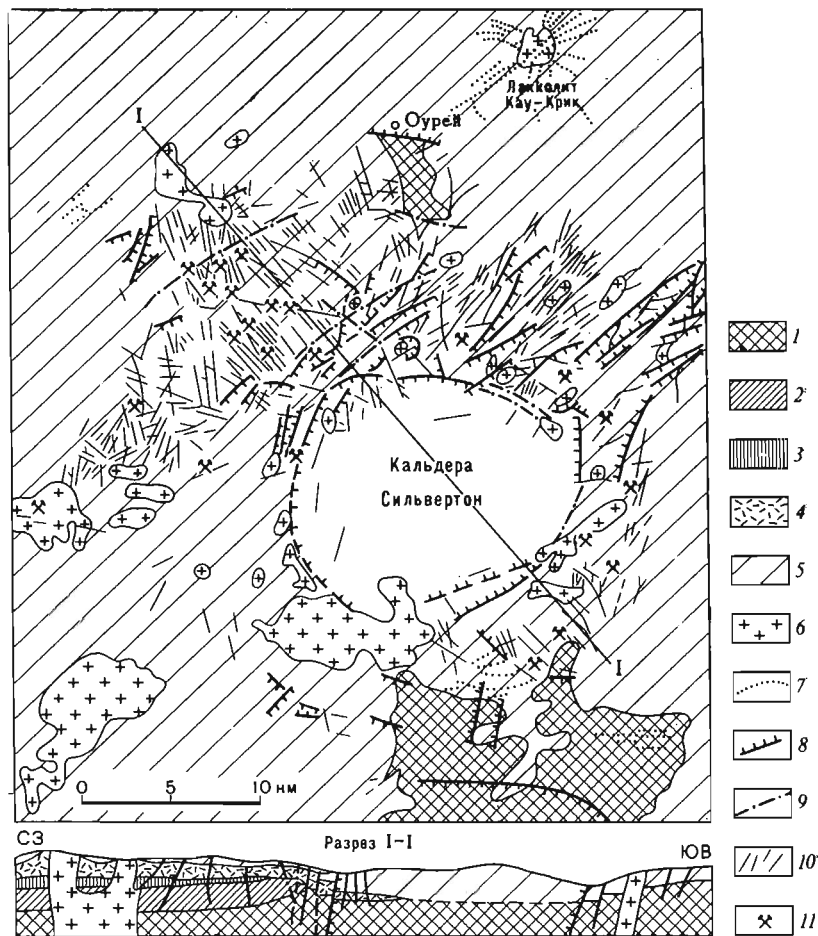


Рис. 37. Геологическая схема и разрез кальдеры Сильвертон. По В. Бербанку.  
1 — докембрийские метаморфические породы; 2 — палеозойские осадочные породы; 3 — мезозойские осадочные породы; 4 — туфы Сан-Хуан; 5 — вулканическая серия Сильвертон; 6 — интрузивные массивы преимущественно кварц-монцитового состава; 7 — дайки; 8 — сбросы; 9 — крупные разрывные нарушения; 10 — трещины, выполненные дайками и рудными жилами; 11 — рудники

тянутого в северо-восточном направлении (рис. 37). По описанию Э. Уиссера, в основании вулканических отложений кальдеры залегают туфы Сан-Хуан с андезитовыми и трахиандезитовыми туфо-конгломератами и брекчиями миоценового возраста; мощность толщи 30—1000 м. Они несогласно перекрыты вулканической серией Сильвертон того же возраста, сложенной покровами андезитов, их туфов и брекчий мощностью 400—1000 м.

Кальдера ограничена краевым кольцевым разломом с вертикальным или крутым падением к центру депрессии. По разлому центральный блок был опущен относительно пород окружающей

рамы на 300—800 м. В зоне краевого кольцевого разлома размещена целая серия интрузивных штоков преимущественно кварц-монцитового состава. Кроме того, здесь известны вулканические трубки и неправильной формы тела андезитов и риолитов. В плане интрузивные штоки имеют большей частью овальную или неправильную удлинённую форму и располагаются параллельно или субпараллельно кольцевому сбросу; некоторые из штоков пересекают сброс.

В экзоконтакте кальдеры развита густая сеть разломов и крупных трещин различной генетической природы и пространственной ориентировки. Среди них выделяется концентрическая система дуговидных разрывов, ориентированных параллельно и субпараллельно кольцевому разлому и падающих под углом 60—85° к центру депрессии; более густая сеть нарушений наблюдается вблизи кольцевого сброса; к некоторым разломам приурочены дайки андезитов и риолитов. В северном экзоконтакте кальдеры выделяются два относительно мелких полукольцевых сброса, один из которых расположен около штока кварцевых монцитов.

Основной фон среди рассматриваемых разрывов составляет густая сеть разломов и трещин с ориентировкой, близкой к радиальной. Большинство из них сосредоточены в северо-западной и северо-восточной областях, в восточном и западном экзоконтакте таких разломов почти нет. Неравномерность размещения, как отмечают авторы, отражает возможно различную степень изученности зоны экзоконтакта кальдеры. К так называемым «радиальным» разрывам приурочены дайки андезитов и риолитов, некоторые из них смещены дуговидными сбросами; встречаются и обратные соотношения, когда «радиальные» разрывы ограничивают распространение даек, приуроченных к дуговидным нарушениям. Вдоль сближенных «радиальных» и концентрических разрывов местами возникли грабены. Таковыми являются грабен Трежер-Маунтин в северо-восточной части экзоконтакта кальдеры (проседание пластовидного блока 300 м) и дуговидный грабен Ред-Маунтин — в северо-западной. На фоне преобладающих «радиальных» и концентрических разрывов в экзоконтакте кальдеры просматриваются системы тектонических разломов и трещин меридионального, субмеридионального, широтного и северо-западного простирания.

В разрывной тектонике кальдеры Сильвертон поражает исключительно густая сеть так называемых «радиальных» разрывов, которые не характерны для подавляющего большинства кальдер. Возможно, «радиальные» разрывы были сформированы на фоне периодически подновляющегося куполовидного поднятия. Это было бы убедительно, если бы они постепенно меняли свое простирание с северо-восточного на северо-западное. На самом деле, как видно на рис. 37, в северо-западной части экзоконтакта кальдеры «радиальные» разрывы имеют по существу единое простирание — 320—325°, а в северо-восточной — 40—45° и между ними в северном экзоконтакте практически нет разломов и трещин меридионального и субмеридионального простирания. Таким образом, эти

нарушения скорее всего характеризуют систему сопряженных, сближенных сколов в зоне крупных скрытых разломов фундамента северо-западного и северо-восточного простирания, в зоне сочленения которых и располагается кальдера Сильвертон. Формирование густой сети трещин скалывания вдоль них, видимо, происходило в условиях общего воздымания тектонического блока.

Многочисленные (23 рудника) полиметаллические, в основном жильные месторождения с золотом и серебром сосредоточены только в зоне экзоконтакта кальдеры Сильвертон. Почти половина их сосредоточена в северо-западном экзоконтакте, четыре в западном, два в северо-восточном, по одному в северном и восточном и четыре в юго-восточном; всего один рудник расположен внутри кальдеры. Характерно, что семь из них располагаются вблизи кольцевого разлома, а остальные удалены от него на различные расстояния (до 14,5 км).

Помимо жил вблизи кольцевого сброса известны также трубообразные тела, приуроченные к вулканическим жерлам и трубкам. В жилах, локализованных в узлах пересечения «радиальных» разрывов концентрическими нарушениями, возникали рудные столбы.

Процесс формирования месторождения был сложным и многостадийным (четыре стадии). В размещении оруденения наблюдается отчетливая концентрическая зональность. Вблизи кольцевого разлома располагаются медно-серебряные трубообразные залежи с пиритом и галенитом. По мере удаления от него с «радиальными» и концентрическими разрывами связаны жильные тела комплексов цинково-медных руд с невисоким содержанием золота и серебра; затем располагаются свинцово-серебряные жилы с тетраэдритом, кварцем и баритом; далее золото-серебряные руды с незначительным количеством сульфидов (халькопирит, сфалерит, галенит). На максимальном удалении от контакта кальдеры располагаются жилы богатых золото-кварцевых, золото-серебряных руд с кварцем и карбонатом и, наконец, жилы безрудного кварца.

**Месторождение Амба-Дангар** (Индия). Флюоритовое месторождение расположено в пределах одноименной кальдеры. Согласно данным В. М. Моралева и А. А. Ельянова, карбонатитовый массив Амба-Дангар залегает среди позднемиоценовых песчаников, известняков и деканских базальтов. Наиболее молодые потоки базальтов перекрывают массив, что позволяет уверенно датировать его интрадеканский (мел—эоцен) возраст. Массив характеризуется изометричной в плане формой (диаметр около 6,5 км) и зонально-кольцевым строением (рис. 38). В его центре выделяется кальдера проседания, ограниченная системой кольцевых разрывов и карбонатитовых брекчий. В кальдере сохранился от эрозии значительный по размерам блок базальтовой кровли, что свидетельствует о вулкано-плутонической природе массива.

Вмещающие пласты песчаников и известняков в зоне экзоконтакта фенитизированы и круто падают в сторону от массива, а с удалением от него быстро выполаживаются, характеризуясь общим пологим (6—8°) падением на юг. В краевых частях кальдеры

обнажаются карбонатитовые брекчии, кальцитовые и анкеритовые карбонаты, а также флюоритовые метасоматиты. На периферии купольного поднятия вмещающих пород отмечаются выходы неправильной формы и дайковые тела нефелиновых сиенитов, фonoлитов,

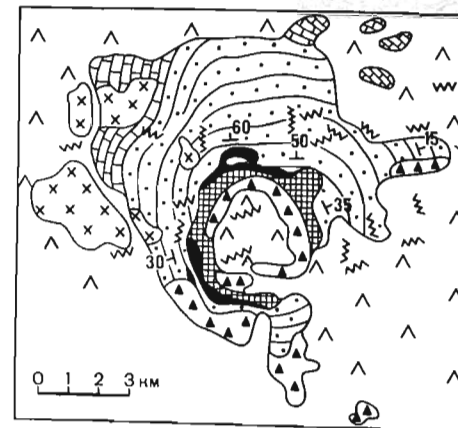
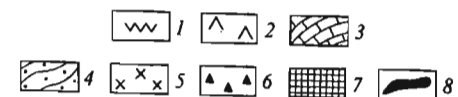


Рис. 38. Схема геологического строения месторождения Амба-Дангар. По В. Моралеву и А. Ельянову.

1 — дайки долеритов и базальтов; 2 — базальты Декана; 3 — известняки серии Баг; 4 — песчаники серии Баг; 5 — нефелиновые сиениты, фonoлиты, тингуаиты; 6 — карбонатитовые брекчии; 7 — анкеритовые и кальцитовые карбонаты; 8 — флюоритовые метасоматиты и кварц-флюоритовые жилы



пйолитов и тингуаитов. Все эти образования, включая карбонатиты, секутся поздними дайками долеритов и базальтов.

Карбонатиты и флюоритовые метасоматиты в целом образуют коническое тело, окружающее кальдеру, а также серию жил и тел неправильной формы среди песчаников. Главное коническое тело характеризуется непостоянной мощностью, образуя значительные раздувы, которые ранее рассматривались как отдельные карбонатитовые штоки. Брекчии с ийолитовым и нефелин-эригин-ортоклаз-кальцитовым цементом формируют кольцевое тело и разобщенные выходы на южном склоне купола вмещающих пород. В отличие от них тектонические брекчии, представленные обломками (размером до 60 см) известняков, песчаников, базальтов, пироксенитов, кальцитовых карбонатитов, развиты на восточном склоне купола.

Карбонатиты и флюоритовые образования подразделяются на следующие разновидности (от древних к молодым): 1 — карбонатитовые брекчии, 2 — крупнозернистые мартитовые севиты с останцами полевошпатовых пород, 3 — анкеритовые карбонаты с незамещенными останцами полевошпатовых пород и барит-ангидрит-флюоритовые образования, 4 — кварц-флюоритовые жилы и флюоритовые метасоматиты. В составе карбонатитов и флюоритовых метасоматитов отмечаются тантало-ниобаты, редкоземельные фториды, гематит, галенит, пирит, окислы марганца, сульфат радия. С давних пор здесь добывались кристаллы желтого, голубого и бесцветного ювелирного флюорита размером 1—2 см и разрабатывались богатые руды с содержанием флюорита более 50 %. Проведенные в последние десятилетия геологоразведочные работы выявили значительные запасы (более 10 млн. т) флюорита со средним содержанием 30 %.

Вулканокупольные кальдеры известны в пределах континентальных краевых вулканических поясов эпигеосинклинального орогенного этажа и представлены экструзивными куполами, прорванными субвулканическими телами. В плане кальдеры имеют как округлую, так и более сложную форму, обусловленную ограничением их не только краевым кальдерным разломом, но и крупными тектоническими разрывами. Размеры их меняются в широких пределах от 200 до 330 км<sup>2</sup>.

Сложность внутреннего строения вулканокупольных кальдер можно показать на примере одной из них, сложенной огромным экструзивным куполом, захватывающим всю кальдеру; корневая часть купола приурочена к краевому кольцевому ограничивающему кальдеру крупному тектоническому разлому и частично к внутренним дуговидным и линейным разломам. В основании купола располагаются гранодиориты, перекрывающиеся вулканитами.

Строение купола зональное; по периферии развиты фельзит-порфиры, а непосредственно у контакта — кластические их разновидности; к центру купола фельзит-порфиры сменяются кварцевыми порфирами, а затем гранит-порфирами. Мощность отложений с учетом эродированной части около 2500 м. Породы, слагающие свод купола, залегают почти горизонтально, с пологим наклоном от центра.

В зоне краевого кольцевого кальдерного разлома купол прорван серией мелких более поздних куполовидных вулканов, приуроченных к местам пересечения кальдерного кольцевого разлома тектоническими нарушениями; в некоторых кальдерах такие вулканы располагаются в экзоконтактах. В вертикальном разрезе вулканы имеют воронкообразную форму и в приконтактной части сложены кластическими кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и фельзитовидными кварцевыми порфирами, а в центральной — кварцевыми порфирами и нередко более поздними субвулканическими граносиенит-порфирами и гранит-порфирами. Все перечисленные породы куполовидных вулканов прорваны трубками взрыва, сложенными кластолавами, которыми заканчивался вулканический процесс в рассматриваемых кальдерах. По возрасту среди них известны девонские и позднепермские образования. В некоторых кальдерах вулканокупольного типа в зоне развития куполовидных вулканов встречаются экструзивные купола, сложенные породами аналогичного состава.

Субвулканические тела граносиенит-порфиров и гранит-порфиров слагают мелкие штоки, неправильной формы трещинные тела, полукольцевые и дуговидные дайки. В одной из рассматриваемых кальдер крупная дуговидная дайка, приуроченная к краевому кальдерному разлому, имеет мощность от десятков метров до 700 м и прослеживается по простиранию на 25 км. Мелкие полукольцевые дайки граносиенит-порфиров, приуроченные к цилиндрическим и коническим центриклинальным, а иногда и к пери-

клинальным разрывам, известны как в эндо-, так и в экзоконтакте кальдеры; местами неправильной формы трещинные дайковые тела приурочены к тектоническим разломам.

Породы, принимающие участие в строении рассматриваемых кальдер, обычно пересекаются поясами даек регионального пространства, а иногда и массивами гранитов и сопровождающей их серией жильных пород. В пределах дайковых поясов установлены микрогранофиры, сферолит-порфиры, фельзиты и диабазовые порфириты. Рассекая кальдеры, такие пояса обычно прослеживаются далеко за их пределами.

Структурные особенности вулканокупольных кальдер определяются сложным сочетанием тектонических и кольцевых разломов. К крупнейшим кольцевым краевым кальдерным разломам обычно приурочены дайки и штоки субвулканических пород. В зоне развития кольцевых разломов размещаются мелкие куполовидные вулканы, неки и экструзивные купола. Среди тектонических разрывов известны линейные разломы и сопряженные и оперяющие их крупные трещины. Особое значение среди линейных разрывов имеют крупные почти горизонтальные трещины в эндоконтактной зоне кальдер с мощными оторочками тектонической глины.

Геологическая история формирования кальдер вулканокупольного типа представляется достаточно сложной и включает следующие этапы: 1 — возникновение под давлением внедряющейся кислой магмы краевого кольцевого или полукольцевого разлома и дуговидных конических центриклинальных и периклиналильных разрывов; 2 — образование кольцевого горста и перекрывающего его большого экструзивного купола; 3 — образование в местах пересечения краевого кольцевого разлома тектоническими разрывами куполовидных вулканов и экструзивных куполов; 4 — грабенообразное проседание кольцевого блока над опустошенным приповерхностным магматическим очагом и возникновение кальдеры проседания (образование при проседании почти горизонтальных трещин отрыва); 5 — внедрение поздних субвулканических тел, подновление тектонических разломов; 6 — прорыв пород, слагающих куполовидные вулканы, трубками взрыва (внедрение кластолав); 7 — мощное подновление тектонических разломов и образование новых, подновление некоторых кольцевых разломов и почти горизонтальных трещин, внедрение региональных даек и образование гранитных массивов; 8 — подновление тектонических и кольцевых разломов и проявление постмагматических процессов.

С кальдерами вулканокупольного типа связаны редкометальное, флюоритовое и свинцово-цинковое оруденения, которые сосредоточены в куполовидных вулканах, неках и реже в экструзивных куполах. Некоторые месторождения приурочены к дуговидным разломам в экзоконтактах кальдер и не связаны с куполовидными вулканами.

Форма рудных тел весьма разнообразна: крутопадающие столбы и штоки, крутопадающие рудные зоны и линзы, пологопадающие залежи, рудные жилы. Наиболее благоприятны для размеще-

ния оруденения следующие участки: 1 — корневые зоны вулканических и субвулканических тел; 2 — наиболее поздние субвулканические тела (гранит-порфиры и граносиенит-порфиры); 3 — мощные субгоризонтальные зоны с оторочкой тектонической глинки; 4 — пологие конические периклинальные зоны и места их пересечения с вертикальными тектоническими трещинами и разломами; 5 — узлы пересечения и сопряжения тектонических разрывов; 6 — толщи пород с благоприятными физико-механическими свойствами.

Оруденение моложе самых поздних жильных пород, представленных дайками порфиров. Руды не имеют непосредственной связи с вулканическими процессами, так как после их завершения (внедрение кластолав) произошло внедрение даек регионального распространения, а в некоторых кальдерах и образование гранитных массивов с сопровождающими их дайками жильных пород.

Становление вулканических сооружений, связанных с рассматриваемыми кальдерами, происходило в условиях растяжения земной коры, а последующее развитие интрузивного магматизма в обстановке ее сжатия.

#### ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ТРУБКИ

Рудоносные взрывчатые трубообразные тела брекчированных пород весьма широко распространены в верхней части земной коры. Их изучением занимались многие геологи: Л. Локк, Г. Тиррель, В. М. Крейтер, Г. Вильямс, И. Ричи, Г. Клоос, Г. А. Томпсон, Е. Шумайкер, М. А. Крутойрский, О. Гейтес, В. Н. Котляр, В. А. Невский, В. Перри, Г. А. Доданова, Б. В. Мерлич, Н. А. Фогельман, Л. Бринер, В. Фервуд, Д. П. Гольц, П. Д. Яковлев, В. С. Трофимов, Е. П. Бессолицин, В. А. Милашев, Ф. И. Вольфсон, И. Флетчер, Л. Г. Страхов, Г. И. Туговик, В. А. Дунаев, Д. Н. Павлов, А. А. Пэк, Б. М. Никитин, Б. М. Владимиров, С. Н. Кастровицкий и др. Число публикаций, посвященных взрывчатым трубообразным телам, непрерывно пополняется.

#### Структурно-морфологические особенности

Взрывчатые трубки представляют собой, как правило, вертикальные и субвертикальные трубообразные тела, сложенные обломками вмещающих осадочных, метаморфических или магматических пород различного состава с рудной минерализацией. Во многих трубках установлены неправильной формы, нередко подковообразные и серповидные тела гипабиссальных и субвулканических пород от ультраосновного и основного до щелочного и кислого состава.

Неправильной формы угловатые, иногда слегка окатанные обломки разного размера (от долей сантиметра до первых метров и более) плотно прилегают друг к другу; мелкие обломки выполняют промежутки между более крупными. Нередко цементом служит рудная минерализация или различные магматические породы. Ми-

лонит и тектоническая глина в цементе обычно отсутствуют. Часто встречаются брекчии сложного состава, в которых обломки ранних брекчий цементируются более поздними образованиями.

В некоторых трубках в распределении брекчий отмечены определенные закономерности. Так, на Булуктайском месторождении в Прибайкалье [37] размер обломков в брекчиях возрастает от периферии к центру трубок. Наоборот, по материалам Гейтеса, в трубках хребта Шошон в Неваде (США) крупнообломочная брекчия с глыбами до 30 м в диаметре в сочетании с мелкообломочной располагается по периферии трубок, а вся их центральная часть выполнена только мелкообломочными брекчиями гетерогенного состава с угловатыми и окатанными обломками размером до 3 см. Контакты крупнообломочной и мелкообломочной брекчии резкие, четкие. Среди крупнообломочной брекчии встречаются дайкообразные тела мелкообломочных разностей.

Размеры поперечного сечения трубок меняются в широких пределах — от нескольких метров (Вулкан) до первых километров (Серро-де-Паско). Столь же различна и протяженность их на глубину — от десятков метров до полутора километров и более. В горизонтальном сечении трубки имеют разнообразную округлую форму (изометричную, овальную, подковообразную, серповидную, грушевидную), реже самую неправильную, в том числе удлиненную. С глубиной площадь горизонтального сечения трубок постепенно уменьшается; округлой формы трубки переходят в дайкообразные, а иногда и весьма причудливой формы тела [36].

В зоне контакта с вмещающими породами трубки обычно не ограничиваются линейными тектоническими разломами или крупными трещинами, хотя единичные примеры такого рода иногда и встречаются. Контакты их с вмещающими породами в одних случаях постепенные, расплывчатые; с удалением от контакта брекчии плавно сменяются зоной сгущения мелких трещин, степень дробления вмещающих пород постепенно снижается (Булуктайское месторождение). В других случаях контакты отчетливые и резкие; иногда на поверхностях контакта встречаются продольные борозды скольжения [36].

Многие трубки в момент их формирования не достигали дневной поверхности и от них отходили вверх концентрические и радиальной ориентировки трещины отрыва, к которым нередко приурочены дайкообразные тела с рудной минерализацией. На окончаниях трубок, достигавших дневной поверхности, часто наблюдаются постепенно расширяющиеся растрескивания с углом конусности до 45°. Иногда вокруг некоторых трубок встречаются кольцевые валы выбросов пирокластов (кимберлитовые трубки «Касама» и «Мвадуи» в Танзании). На древних платформах около трубок встречаются пластообразные рудные залежи и силлы [5, 34, 36]. По данным Перри, на месторождении Капот (Мексика) пологопадающая рудная залежь в известняках перекрывает брекчиевую трубку, обуславливая таким образом общую грибообразную форму рудного тела с богатым медным оруденением.

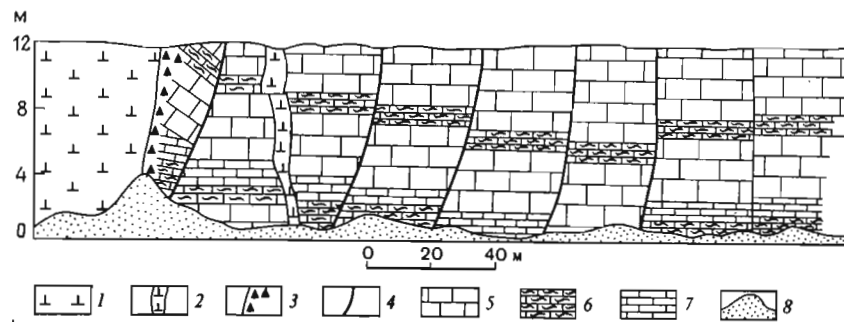


Рис. 39. Строение зоны контакта кимберлитовой трубки (стенка карьера).  
1 — кимберлитовая брекчия; 2 — жилы кимберлита; 3 — зона брекчирования вмещающих пород; 4 — разрывные нарушения; 5 — доломиты; 6 — глинистые известняки; 7 — известняки; 8 — осыпь обломков

Трубки и вмещающие их породы несут отчетливые следы интенсивной деформации. Внутри трубок и в их экзоконтакте развита сеть мелких и крупных трещин отрыва радиальной и концентрической ориентировки. Встречаются также более поздние наложенные прямолинейные тектонические трещины скалывания. К крупным нарушениям иногда бывают приурочены разнообразные дайковые тела и рудная минерализация.

В некоторых трубках нередко удается установить определенную направленность в развитии деформаций — локальной инъективной и тектонической. Так, все магматические тела и ранняя высокотемпературная минерализация как в самих трубках, так и в ближайшем их экзоконтакте приурочены к радиальным или к концентрическим полукольцевым и дуговидным трещинам, т. е. к проявлениям локальной инъективной деформации. В то же время поздняя низкотемпературная минерализация (рудная и послерудная) приурочена к тектоническим трещинам скалывания.

Сложную деформированность пород в приконтактных частях раструбов можно видеть в карьерах, вскрывающих верхние горизонты кимберлитовых трубок [25]: в эндоконтактной зоне мощностью до 0,5 м кимберлитовые туфы перетерты до состояния тонкообломочной массы; вмещающие породы непосредственно на контакте раздроблены до брекчий, причем крупность обломков возрастает с удалением от контакта; мощность зоны брекчирования достигает 10 м; с глубиной мощность перетертых кимберлитов и брекчированных вмещающих пород уменьшается.

Непосредственно у контакта пласты горизонтально залегающих вмещающих пород задраны вверх, при этом углы их наклона достигают  $40^\circ$  и более. Далее в экзоконтакте развита серия кольцевых субцилиндрических трещин, круто падающих к контакту (рис. 39). Они были заложены, видимо, как трещины отрыва, а позже по ним произошли взбросовые перемещения с амплитудой до 30 м. Суммарная амплитуда смещения по серии взбросов меняется от 50 до 100 м и охватывает зону экзоконтакта на расстояние

не более двух радиусов трубки. Приведенные данные убедительно показывают, что в момент формирования трубок происходило вспучивание вмещающих горизонтально залегающих осадочных отложений. В то же время взрывные трубки нередко располагаются в депрессиях типа брахисинклиналей, размеры которых в 2—4 раза больше размера трубок. По-видимому, вспучивание и проседание характеризуют различные этапы формирования трубок; в первом случае преобладали радиальные усилия, направленные вверх, а во втором — вниз.

В субцилиндрической части трубок, сменяющей с глубиной раструбы, мощность зоны брекчий обычно уменьшается. Характерно, что там, где на контакте с вмещающими породами брекчий нет, встречаются зеркала скольжения и зоны расщепления вмещающих пород и кимберлитов мощностью 10—15 см.

Специфичность трещиноватости взрывных трубообразных тел хорошо иллюстрируется круговыми диаграммами, составленными на основе статистической обработки замеров ориентировки трещин. По описаниям В. А. Невского, диаграммы имеют поясное строение — сплошной либо прерывистый круговой пояс полюсов трещин единого крутого падения, но самых различных простираний обычно располагается по периферии диаграммы.

Аналогичный тип диаграмм характерен и для экзоконтакта трубок; отмечается лишь некоторое их усложнение за счет трещиноватости вмещающих пород. Ширина ореола концентрических и радиальных трещин в экзоконтакте трубок в зависимости от их масштаба меняется от первых десятков до первых сотен метров.

Характерны также вертикальные и близкие к ним брекчиевые дайки радиальной и реже концентрической ориентировки, расположенные, как правило, в ближайшем экзоконтакте трубок и иногда в их внутренней части.

Формирование взрывных трубообразных тел брекчированных пород в подавляющем большинстве случаев связано с достаточно длительным, сложным и многоэтапным процессом, что подтверждает следующее: 1) наличие в трубках нескольких типов разновозрастных брекчий; 2) последовательное внедрение в трубки серии магматических пород (например, в трубках Актюзского рудного поля и Курганско-Чаткарагайского рудного узла их насчитывается по шесть); 3) развитие вдоль контакта некоторых трубок кольцевой полосы расщепленных пород, следствие достаточно длительных подвижек; 4) формирование около трубок куполовидных вздутий или депрессий. Возраст взрывных трубообразных тел меняется в широких пределах — от докембрийского до четвертичного.

Рудный процесс обычно завершает формирование трубок. Характерно, что в пределах отдельных рудных полей и месторождений встречаются трубки с несколько различной историей развития: на одних проявлены все этапы их формирования, на других — только некоторые. Рудоносны, как правило, трубки с наиболее длительной и полной историей развития.

В кальдерах, вулканах центрального типа и вулcano-плутонх встречаются своеобразные взплозивные тела различной формы, завершающие этап развития вулканизма. В некоторых кальдерах вулканскупольного типа встречены, например, неправильной формы крутопадающие трубообразные тела кластолав. В вулканах центрального типа и вулcano-плутонх широко развиты дуговидные и полукольцевые тела разновозрастных агломератов. В Узонско-Гейзерной кальдере на Камчатке известна обрамленная кольцевым сбросом взплозивная воронка и взрывная воронка маара.

Рудоносные взплозивные трубчатые тела брекчированных пород связаны с магмами ультраосновного, основного, кислого и среднего состава, а также со щелочной магмой (табл. 6). С ультраосновной магмой ассоциируют алмазоносные кимберлиты и платиноносные трубки, с основной и щелочно-основной — железорудные, ртутные и урановые месторождения, со щелочной — золото-рудные и бериллиевые. В трубках — производных кислой магмы, размещаются оловянные, вольфрам-оловянные, вольфрам-молибденовые и редкометалло-полиметаллические месторождения. Трубки, порожденные магмой среднего состава, представлены месторождениями медно-порфировой формации, медно-вольфрамовыми, медно-висмутовыми, полиметаллическими и серебряно-полиметаллическими, а также золоторудными с серебром, медью и полиметаллами.

Как и другие кольцевые магматические комплексы, взплозивные трубки известны на щитах, древних платформах, а также в консолидированных складчатых поясах, областях тектоно-магматической активизации и вулканических поясах. Они приурочены к местам приоткрывания единичных разломов, участкам пересечения и сопряжения крутопадающих разломов и крупных трещин, узким клиновидным и пластиновидным блокам между ними, а также к зонам пересечения разломами контактов пород с резко различными физико-механическими свойствами.

Часто трубки можно видеть внутри интрузивов и вулcano-плутонсов центрального типа, в куполах и штоках (Мурунский вулcano-плутон в Якутии, Коунрадский в Центральном Казахстане; интрузивы центрального типа ультраосновных — щелочных пород Ока в Канаде, Нижнесаянский в Восточной Сибири и др.). Особенно характерно их размещение в кровле скрытых на глубине куполов и штоков различного состава (Актюзское рудное поле, месторождения Курган, Чаткарагай, Кентор и др.).

Реже трубки встречаются в экзоконтакте гранитных массивов, интрузивов центрального типа различного состава и штоков (Булуктайское месторождение в Забайкалье и др.). Известны трубки в пределах неков, взтрузивных куполов (месторождения Рошия Монтана в Румынии; Тоскоринское в Казахстане, Дукаское и др.) и кальдер проседания (трубки рудного поля Крипл-Крик, кальдера Сильвертон в США; Ыллымахская кальдера в Якутии). В Ангари-Илимской железорудной провинции трубки размещены в центральных частях огромных воронок гравитационного проседания над глубинным карстом.

Пример комплексного месторождения (полиметаллы, вольфрам, молибден, олово) Рэдуэлл Бейсин в Колорадском рудном поясе (США) показывает соотношение взплозивных трубок с взтрузивным куполом риолитовых порфиров и штоком гранитов. Трубка ранних брекчий располагается над взтрузивным куполом риолитовых порфиров. В последние и в расположенную над куполом трубку внедрился шток гранитов, над которым в свою очередь разместилось более позднее трубчатое тело брекчированных пород. Общая протяженность колонны брекчиевых трубок по вертикали достигает 1000 м. С ней связано полиметаллическое оруденение (медь, свинец, цинк). Ниже, от вершины купола риолитов до основания ранней трубки размещается перевернутое чашеобразное штокверковое рудное тело с редкометальной минерализацией (вольфрам, молибден, олово), прослеженное по вертикали на 300 м. Та же штокверковая минерализация распространяется и глубже в апикальной части взтрузивного купола риолитовых гранитов. Общий размах комплексного оруденения достигает таким образом 1500 м.

## Разновидности взплозивных трубок

### *Трубки ультраосновных пород*

С магмой ультраосновного состава ассоциируют алмазоносные кимберлиты и платиноносные гортоналит-дунитовые трубки.

**Алмазоносные кимберлитовые трубки** распространены на Сибирской, Африканской и других платформах. Среди обобщающих работ, посвященных кимберлитам, наибольший интерес представляют книги В. С. Трофимова и В. А. Милашева.

Кимберлитовые трубки морфологически почти не отличаются от большинства взплозивных трубообразных тел, размеры их поперечного сечения у поверхности меняются в широких пределах — от нескольких метров до многих сотен метров. Крупнейшая в мире трубка «Мвадуи» (Танзания) имеет в плане форму овала размером 1050×1500 м.

Трубки выполнены кимберлитами, т. е. субвулканической щелочно-ультраосновной породой со вкрапленниками оливина, пироксенов, флогопита, гранатов, пикроильменита, алмаза и других минералов. Мелкозернистая основная масса состоит в основном из карбонатов, оливина, пироксена, флогопита, магнетита, шпинели, перовскита и апатита. Как правило, порода изменена постмагматическими процессами и превращена в серпентин-хлорит-карбонатный агрегат. Выделяются разновозрастные разновидности кимберлитов — массивные и брекчиевые. В последних цементом служат массивные и туфовые кимберлиты. Подавляющее большинство трубок достигало в момент формирования дневной поверхности, о чем свидетельствует воронкообразный раструб их верхнего окончания.

Характеристика взрывчатых трубок брекчированных пород

| Состав материнской магмы    | Тип месторождения                         | Полезные компоненты |               | Размеры трубок, м               |               | Примеры месторождений                                  |
|-----------------------------|-------------------------------------------|---------------------|---------------|---------------------------------|---------------|--------------------------------------------------------|
|                             |                                           | основные            | попутные      | поперечное сечение              | протяженность |                                                        |
| Ультраосновной              | Кимберлитовые трубки                      | Алмазы              |               | От первых десятков до 1050×1500 | 1000 и более  | Премьер, Мвадун (ЮАР)                                  |
|                             | Гортонолит-дунитовые трубки               | Pt                  | Cr            | До 18                           | До 300        | Онверхарт (ЮАР)                                        |
| Основной и щелочно-основной | Скарновый железорудный магномангнетитовый | Fe                  | —             | От 30×160 до 700×2700           | 1500-2000     | Коршуновское, Октябрьское и др. (СССР)                 |
|                             | Ртутный                                   | Hg                  | —             | От первых десятков до 120×310   | До 300        | Буковое, Магора, Смериковое и др. (СССР)               |
|                             | Урановый                                  | U                   | —             | 100—800                         | 700 и более   | Около 200 трубок в шт. Аризона, Юта, Нью-Мексико (США) |
|                             |                                           |                     |               | От первых десятков до 127×340   | 70            | Вудроу (США); Кенан (Канада)                           |
| Щелочной                    | Золоторудный Бериллиевый                  | Au<br>Be            | Ag<br>Флюорит | 155×240                         | —             | Крессон (США); Агуачилле (Мексика)                     |

|         |                                  |                              |               |                        |             |                                         |
|---------|----------------------------------|------------------------------|---------------|------------------------|-------------|-----------------------------------------|
| Средний | Медно-порфировый                 | Cu                           | Mo            | 1200                   | 1500        | Браден (Чили)                           |
|         |                                  | Cu                           | Mo            | 220×1100               | До 1200     | Коксай (СССР)                           |
|         |                                  | Cu                           | Mo, Au, Ag    | От 80—600 до 200×1500  | —           | Бретон и др. (Канада)                   |
|         |                                  | Cu                           | Mo, Ag        | 180×160                | 400 и более | Ла-Колорадо (Мексика)                   |
|         | Медно-вольфрамовый               | Cu                           | W             | 50×80                  | —           | Илкванг, Далсанг (Южная Корея)          |
|         | Медно-висмутовый                 | Cu, Bi                       | —             | 15×70                  | —           | Сан-Франциско-де-лос-Андес (Аргентина)  |
|         | Полиметаллический                | Pb, Zn                       | —             | —                      | 700         | Стантрэг (Югославия)                    |
|         | Серебряно-полиметаллический      | Cu, Pb, Zn, Ag               | Au            | 2300—2700              | 500         | Серро-де-Паско (Перу)                   |
|         | Золоторудный                     | Au                           | Ag            | 120×230                | 500 и более | Сан-Юлиан (США)                         |
|         | Золото-серебряный                | Au, Ag                       | Zn, Ag        | 360                    | 400 и более | Басик (США)                             |
| Кислый  | Золото-медный                    | Au, Cu                       | Au, пирит     | 240×320                | 300 и более | Маунт-Морган (Австралия)                |
|         | Оловянный                        | Sn                           | W, Zn, Cu, Pb | Десятки — первые сотни | 500—900     | Хинганское (СССР)<br>Вулкан (Австралия) |
|         | Вольфрам-оловянный               | Sn, W                        | —             | 600                    | —           | Кушенга (СССР)                          |
|         | Вольфрам-молибденный             | W, Mo                        | —             | 107×120                | 400—500     | Булукутайское (СССР)                    |
|         | Редкометалльно-полиметаллический | Редкие элементы, полиметаллы |               | От 40×70 до 190×300    | 350—400     | Актюзское (СССР)                        |

По особенностям внутреннего строения и вещественному составу в пределах каждой трубки выделяют три части — верхнюю кратерную, среднюю диатремовую и нижнюю, характеризующую подводящий канал. Верхняя кратерная часть, сохранившаяся в слабоэродированных областях, представлена воронкообразным с конусностью до 45° жерлом, выполненным обломочным материалом. В центральной части жерловины часто расположены озера. Протяженность жерловой части на глубину достигает нескольких сотен метров. Например, в трубке «Мвадуи» она составляет 366 м. В жерлах часто встречаются прослои туфов, пластовые силлоподобные тела, а также дайки кимберлитов.

Диатремовая часть трубок имеет субцилиндрическую, реже конусную форму с постепенным уменьшением поперечного сечения и углами падения от 75 до 90° к центру трубок. Стенки диатрем, в противоположность жерловым, как правило, гладкие, иногда с продольными бороздами скольжения. Диатремы сложены брекчиевыми кимберлитами, обломки вмещающих и ранних ультраосновных пород сцементированы массивными кимберлитами; встречаются интервалы с туфогенными кимберлитами. Среди обломков вмещающих пород в брекчиях обнаружены разности как верхних, так и нижних горизонтов. Обломки эклогитов и перидотитов одни исследователи считают привнесенными из мантии, а другие относят к внутрикоровым породам, эклогитизированным в пределах вторичных внутрикоровых магматических очагов. Максимальная протяженность диатрем кимберлитовых трубок ЮАР достигает 2 км.

Диатремы — основной источник добычи алмазов. Распределение их весьма неравномерное, установлена общая тенденция к уменьшению их содержания с глубиной.

Канальные части трубок, сменяющие с глубиной диатремы, представлены дайкообразными телами кимберлитов различной мощности (метры — десятки метров) или разнообразными зонами дробления. Глубины перехода диатрем в канальные части различны. Например, трубка «Кимберлей» на глубине 1094 м перешла в дайку мощностью 13 м, трубки «Ягерсфонтеин» — на глубине 750 м (мощность дайки 60—70 м). Кимберлиты на этих интервалах не несут признаков брекчирования и представлены чередующимися полосами порфиroidных и афанитовых пород, почти лишенных вкрапленников. В порфиroidных кимберлитах вкрапленники сложены стекловатым оливином, а в основной массе отмечаются оливин, карбонаты и хлоритизированные слюды, содержащие многочисленные включения зерен апатита и перовскита. В контактовых частях даек кимберлиты преобретают мелкозернистое строение, а вмещающие породы отчетливо ороговикованы. Канальные части кимберлитовых трубок иногда характеризуются промышленным содержанием алмазов, но последние здесь часто графитизированы.

В полях развития алмазоносных трубок обычно широко распространены дайки и иногда горизонтальные или почти горизонтальные силлы кимберлитов, расположенные в ряде случаев мно-

гоэтножно. По мнению В. С. Трофимова, кимберлитовые трубки представляют собой вулканы центрального типа щелочно-ультраосновной магмы, и под ними, как и под большинством других вулканов, в период формирования существовали периферические магматические очаги.

Неоднократное внедрение различных порций магмы с образованием массивных брекчиевых и туфогенных пород свидетельствует о длительности процесса образования кимберлитовых трубок. Например, на месторождении, приуроченном к трубке «Мир», установлено пять основных фаз ее формирования (А. И. Боткунов считает, что таких фаз было шесть).

Многие алмазоносные кимберлитовые трубки залегают в изверженных породах, что дает основание предполагать ювенильную природу углерода алмазов. Последнее подтверждается данными А. П. Виноградова, изучавшего изотопный состав углерода подобных образований.

**Платиноносные гортоналит-дунитовые трубки** известны в пределах псевдостратифицированных норитов Бушвельдского лополита в Южной Африке. Здесь в низах норитовой залежи выявлено около 60 трубок, из которых три имеют промышленное значение. Диаметр трубок достигает 18 м, а протяженность на глубину — 300 м. Центральная их часть выполнена гортоналитовыми дунитами с локальными сегрегациями хромита, которые окружены оторочкой оливинового дунита и пироксенита. Повышенное содержание платины установлено только в центре трубок. По данным Бегмана, наиболее богата трубкой «Онверхарт».

Гортоналит-дунитовые трубообразные тела брекчированных пород известны на Урале. По описанию В. А. Обручева, они приурочены к массивам габбро-пироксенит-дунитовой формации и имеют концентрическое строение. В центре располагаются дуниты, окруженные кольцевой зоной пироксенитов; далее следуют полосчатые оливиновые или безоливиновые габбро, габбро-диориты и диориты. Месторождения платины представлены шлировыми выделениями хромистого железняка среди дунитов, превращенных в змеевик. В штирах наблюдается серия параллельных прожилков, линз, гнезд неправильной формы и столбов мощностью 1—18 см и длиной обычно не более 30 м. Платина концентрируется в хромите или непосредственно в дуните, располагаясь среди зерен оливина. В хромите платина выделялась позже хромистого железняка, заполняя промежутки между его кристаллами и формируя угловатые, ветвистые и крючковатые образования; в дуните ее зерна идиоморфны.

Академик А. П. Карпинский высказал предположение о постмагматическом происхождении платины при взрывообразном выделении летучих компонентов из глубин массива. Струеобразные и другие формы месторождений платины, по его мнению, представляют собой нечто вроде диатрем, а брекчиевое строение некоторых залежей и нодулярная форма выделений хромита объяс-

няются взрывными явлениями. Гипотеза А. П. Карпинского, к сожалению, не получила признания у широкого круга геологов.

### Трубки основных и щелочно-основных пород

С explosивными трубообразными телами брекчированных пород основного и щелочно-основного состава ассоциируют в основном железорудные, ртутные и урановые месторождения.

### Железорудные месторождения

В краевой юго-восточной части Сибирской платформы в пределах Ангаро-Илимской железорудной провинции выявлено более 40 трубок, к которым приурочены широко известные железорудные месторождения. Эти месторождения изучали многие геологи: С. С. Смирнов, С. А. Докторович-Гребницкий, Н. М. Аникеев, Г. Н. Антипов, М. Я. Иващенко, В. Б. Корабельников, В. В. Косыгин, Г. А. Кузнецов, Н. М. Пекорин, Г. В. Росляков, Л. Г. Страхов, Е. П. Бессолицин, Н. В. Павлов, Д. Н. Павлов, А. А. Пэк, Б. П. Чесноков, Р. В. Киселев, Г. А. Соколов, Г. С. Момджи, А. Я. Архипенкова, В. Ф. Козлов, В. А. Павлов, В. А. Дунаев и др.

Основное оруденение приурочено к вертикальным субцилиндрическим телам брекчированных пород. Отдельные жильные тела локализованы в пределах прямолинейных и дуговидных трещин среди брекчий; пластовые, иногда многоярусные рудные залежи известны и под экранирующими горизонтами, особенно в карбонатных породах.

Размеры поперечного сечения трубок от  $30 \times 160$  до  $700 \times 2700$  м, прослеженная глубина 200—700 м, выклинивание не установлено. Формы их горизонтального сечения весьма разнообразны — от округлой изометричной до удлиненной неправильной.

Трубки прорывают платформенный чехол, сложенный осадочными породами раннекембрийского — раннетриасового возраста. В строении разреза принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, известняки, доломиты и мергели. В верхней части разреза местами встречаются пермо-триасовые туфогенные образования. В нижнекембрийских отложениях широко распространены мощные (до 600 м и более) горизонты каменной соли и гипсо-ангидритов.

Трубки, приуроченные к узлам пересечения скрытых разломов фундамента, выполнены обломками вмещающих пород, часто скарнированных. Иногда наблюдаются обломки долеритов и их пирокластов, а также магнетитовых руд.

Все рудоносные трубообразные тела Ангаро-Илимской рудной провинции располагаются в центре овальных или изометричных депрессий, размеры которых существенно превышают размеры трубок. Диаметр наиболее крупных впадин достигает 5 км.

По поводу генетической природы трубок высказывались различные гипотезы. Некоторые исследователи (С. А. Докторович-

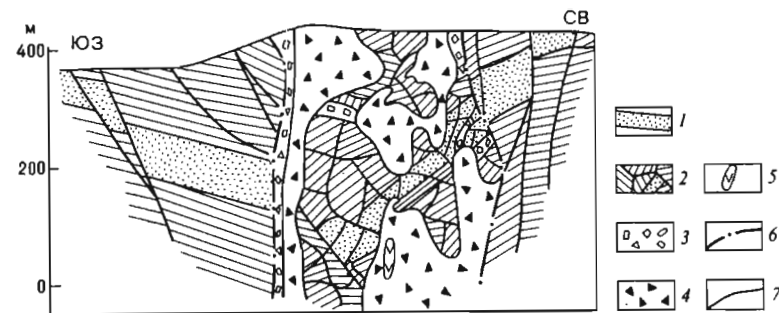


Рис. 40. Разрез трубки «Рудная гора» Коршуновского месторождения.  
1 — осадочные породы раннего палеозоя с маркирующими горизонтами; 2 — те же породы, обрушенные внутрь трубки; 3 — брекчии обрушения; 4 — перемешанные вверх брекчии; 5 — дайка долеритов; 6 — контакты трубки; 7 — разрывные нарушения

Гребницкий, Н. М. Аникеев, Г. С. Момджи и др.) утверждают, что брекчии трубок относятся к тектоническим образованиям, возникшим в узлах пересечения разломов. По мнению Е. П. Бессолицина, столбообразные брекчиевые тела возникли в процессе гравитационного проседания и размещены в центре гигантских карстовых воронок. Наибольшей популярностью пользуется гипотеза образования брекчий в процессе газового взрыва [34]. В каждой из предложенных гипотез брекчии рассматриваются как генетически единое образование. Депрессии, вмещающие трубообразные тела, по представлениям Г. С. Момджи, являются типичными грабен-синклиналями. Л. Г. Страхов считает, что впадины возникли после образования трубок взрыва за счет уплотнения обломочных пород.

Как показал В. А. Дунаев, детально изучавший Коршуновское месторождение, в строении трубообразных рудных тел принимают участие два совершенно различных по своей генетической природе типа обломочных пород — брекчии гравитационного обрушения и более поздние, которые он назвал перемешанными.

Брекчии обрушения размещаются главным образом в краевых частях трубок (рис. 40). Слагающие их угловатые обломки окружающих вмещающих пород были обрушены на расстояние до 450 м от первоначального залегания. Размеры обломков уменьшаются от периферии трубок к их центру (доли сантиметра — первые метры).

Более поздние брекчии (перемешанные) занимают большую часть объема трубок и располагаются в их внутренних частях. Для брекчий этого типа характерен усредненный и относительно постоянный гранулометрический состав, наиболее распространены обломки размером не более 2 см. Среди остроугольных и округлых обломков преобладают вмещающие осадочные породы, встречаются долериты и иногда магнетитовые руды. Эти брекчии испытали перемещение вверх на расстояние до 300 м от первоначального залегания. Наличие в пределах брекчий обрушения апо-

физ, а иногда и небольших дайкообразных тел перемещенных брекчий — убедительное свидетельство более позднего образования последних.

В. А. Дунаев показал, что овальная депрессия (протяженность по длинной оси 5 км), в центре которой размещаются трубки Коршуновского месторождения, имеет концентрически-зональное строение. От периферии к центру в ее пределах выделяются следующие зоны: 1 — пластических деформаций; 2 — блоковых перемещений; 3 — резкого сгущения мелких трещин; 4 — рудоносных трубообразных тел брекчированных пород. В зоне пластических деформаций по направлению к центру депрессии постепенно возрастает (от 5 до 30°) угол наклона пластов вмещающих пород. В зоне блоковых перемещений породы рассечены вертикальными радиальными, концентрическими и нередко дуговидными крутопадающими к центру трещинами на крупные блоки размером от десятков до первых сотен метров. Блоки смещены относительно друг друга нарушениями сбросового типа на 5—90 м.

В. А. Дунаев считает, что депрессия Коршуновского месторождения — гигантская воронка обрушения осадочных пород платформенного чехла над глубинным карстом в толще соленосных отложений раннего кембрия. Образование перемещенных брекчий связано, по его мнению, с воздействием активизированных магматическим теплом (долеритовые силлы) напорных газированных глубинных пластовых вод, которые под большим давлением устремлялись вверх по трубообразному телу брекчий обрушения. А. А. Пэк полагает, что брекчий обрушения возникли в результате катастрофической разгрузки аномально высокого давления расширяющихся поровых вод при их прогреве внедрившимся Усольским пластовым силлом.

В геологической истории формирования трубок Коршуновского месторождения В. А. Дунаев выделяет три этапа: возникновение глубинного карста и формирование воронки обрушения осадочных пород платформенного чехла с трубчатым телом брекчий обрушения в центральной ее части; образование трубообразного тела перемещенных брекчий под действием восходящих напорных вод; уплотнение, литификация и усадка пород, слагающих трубообразные тела.

Выводы В. А. Дунаева о генетической природе депрессии, в которой располагается Коршуновское месторождение, двух типов брекчий в трубообразных телах этого месторождения и сложной геологической истории их формирования характерны, как он полагает, и для всех других железорудных магноматитовых месторождений Ангари-Илимской рудной провинции.

#### Ртутные месторождения

По данным ряда исследователей — авторов книги «Неогеновые вулканические жерловины Закарпатья», — ртутные месторожде-

ния, связанные с взрывными трубками основных пород, известны в Закарпатье.

Трубки имеют в общем цилиндрическую форму и почти изометричное (овальное или округлое) горизонтальное сечение размером 120×310 м. Углы падения пород крутые до вертикальных; трубки прослежены на глубину до 150 м.

Контакты с вмещающими осадочными раннеолигоценными породами резкие. В экзоконтакте вмещающие породы перемяты и слегка раздроблены. Трубки выполнены угловатыми обломками главным образом андезито-базальтов (размером до 1 м) и более мелкими (1—10 см) вмещающих пород. Цементом служат более мелкие обломки того же состава, в значительной мере замещенные каолином, карбонатами и хлоритом, а также баритом, кварцем, киноварью, метациннабаритом и твердыми битумами. Изредка в цементе встречается стекловатая лава андезитового состава.

На месторождении Магора брекчия прорвана небольшим (80×100 м) неким андезито-базальта. На месторождениях Каменный Карьер и Смериковое подавляющая часть трубки заполнена андезито-базальтами и только в приконтактной зоне отмечается относительно узкая оторочка взрывной брекчий. Б. В. Мерлич полагает, что сначала все взрывные образования Закарпатья были сложены брекчий с преобладающими обломками андезит-базальтовой магмы и узкие полосы обломочных пород сохранились только в эндоконтакте трубок.

#### Урановые месторождения

По данным Шумейкера, Килли, Бекон и других исследователей, урановая минерализация, связанная с взрывными трубообразными телами брекчированных пород, известна на ряде месторождений США и Канады.

**Месторождения Хопи, Навахо (США).** На месторождениях, по описанию Шумейкера, выявлено около 250 трубок, прорывающих плиоценовые и подстилающие их отложения. Трубки имеют субцилиндрическую форму, постепенно расширяются к поверхности и заканчиваются раструбом, что свидетельствует о достижении ими в момент формирования дневной поверхности. Поперечное сечение трубок имеет форму овала, размер его 100—800 м.

На различных глубинных уровнях состав трубок неодинаков. В пределах раструба наиболее распространены слоистые туфы, тонкослоистые и массивные известняки (в ряде случаев с повышенным содержанием фосфора), тонколистоватые глины, алевролиты и кремнистые породы, т. е. отложения небольших водоемов в пределах жерловых частей трубок. Многие известняки очень схожи с травертинами, что говорит о частичном поступлении карбоната из поднимающихся термальных растворов.

В верхней части диатрем пласты вулканогенно-осадочных пород обычно имеют пологое центриклинальное падение. С глубиной угол падения пластов постепенно возрастает, а породы сминаются

сначала в пологие, а затем в более крутые складки. Эти данные свидетельствуют о значительном проседании пород, выполняющих трубки, на уровне с уменьшенным поперечным сечением. Ниже вулканогенно-осадочных пород появляются массивные туфы, брекчии, агломераты и, наконец, в нижних канальных частях трубок встречены массивные изверженные породы.

В туфах и брекчиях диатрем встречаются обломки вмещающих пород различных стратиграфических уровней, в том числе и из древних толщ докембрийского основания. Размеры обломков разнообразны: от нескольких сантиметров до 30 м и более. Характерно, что крупные обломки всегда представлены породами верхних горизонтов разреза. В некоторых трубках есть явные признаки неоднoактного выполнения, о чем свидетельствует наличие обломков ранних брекчий среди более молодых. Около многих трубок расположены дайки и некки базальтов.

Большинство вулканических пород, связанных с диатремами, — щелочные базальты, в состав интрузивной фазы которых входят мончикиты и минетты с относительно повышенным содержанием урана и тория. Местами встречаются флогопитсодержащие серпентинизированные туфы, несколько схожие с кимберлитами. Урановая минерализация непосредственно в трубках или в их экзо-контактах практического значения не имеет.

Из урансодержащих минералов установлены карнотит и либигит, однако в целом минеральные формы урана изучены недостаточно вследствие тонкозернистого строения минерализованных пород. Возможно, основная масса урана содержится в тонкозернистом апатите.

**Месторождение Вудроу (США).** По данным Килли, почти вертикальная трубка округлого сечения поперечником в 10 м, оконеченная кольцевым разрывом, прорывает толщу переслаивающихся горизонтально залегающих песчаников и алевролитов формации Моррисон. Трубка сложена обломками вмещающих пород, сцементированных постмагматическими образованиями. В рудах месторождения установлены барит, халькопирит, коффинит, уранинит, галенит, пирит, марказит и другие минералы. На вертикальном интервале протяженностью около 70 м добывалась руда с содержанием урана 0,32—1,53 %, вдоль кольцевого разрыва содержание урана достигало 20 %.

**Месторождение Кенам (Канада).** По сообщению Беконa, трубообразное тело брекчированных пород с эллипсообразным горизонтальным сечением (127×340 м) прорывает аргиллиты и сланцы мезозоя. Трубка выполнена угловатыми или окатанными обломками вмещающих пород, сцементированными оруденелым гидротермально-метасоматическим материалом. В рудах месторождения установлены халькопирит, молибденит, уранинит, сфалерит и турмалин.

## Трубки щелочных пород

С взрывными трубообразными телами брекчированных пород щелочного состава часто связаны золоторудные и бериллиевые месторождения.

**Золоторудные месторождения кальдеры Крипл-Крик (США).** По своим суммарным запасам месторождения относятся к крупнейшим золоторудным объектам мира. Они были открыты в 1891 г. и отрабатывались в течение 50 лет. За этот период было добыто около 594 т золота.

По данным В. Линдгрена, Г. Лафлина, Т. Лoверинга, А. Кошмана и др., многожерловая (9 субкратеров) взрывная кальдера Крипл-Крик имеет неправильную форму с размерами горизонтального сечения 3,2×6,5 км; краевой кольцевой разлом отсутствует. Г. Лафлин, А. Кошман и некоторые другие геологи считают, что кальдера не вулканическое сооружение, а сложно построенный грабен, ограниченный тектоническими разломами. По нашему мнению, такая точка зрения не может быть поддержана.

Вулканыты, принимающие участие в строении кальдеры, прорывают докембрийские граниты, гнейсы и кристаллические сланцы древнего фундамента. Кальдера выполнена брекчией, сложенной обломками главным образом латит-фонолитов и фонолитов, а также сиенитов и щелочных базальтов. В нижней части кальдеры встречены конгломераты, аркозовые песчаники и алевролиты, по-видимому, миоценового возраста.

Геологическая история формирования кальдеры была достаточно длительной и сложной, с ее становлением связано по два этапа внедрения латит-фонолитов, фонолитов и пять щелочных базальтов. Главный этап завершился мощным взрывным взрывом, после которого произошло внедрение сиенитов. При последующих взрывах возникла серия взрывных трубообразных тел брекчированных пород, среди которых крупнейшей является трубка «Крессон» с овальным поперечным сечением 155×240 м. Трубка прослежена на глубину 600 м, а общая ее протяженность по падению достигает 1000 м. Трубка выполнена обломками щелочных базальтов и характеризуется богатейшими рудами.

В пределах кальдеры известны и жилые рудные тела, пластовые зоны (мощностью иногда до 12 м) и образования неправильной формы с высоким содержанием золота. Встречаются дуговидные радиально ориентированные жилы, а также жилы, приуроченные к тектоническим трещинам субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания.

А. Кошман выделяет три главные стадии рудоотложения. С первой связано изменение вмещающих пород с новообразованиями кварца, адуляра, флюорита и пирита. Во вторую стадию произошло отложение кварца, флюорита, пирита, доломита, анкерита, целестина и теллуридов золота, иногда роскоэлита, сфалерита, галенита, тетраэдрита, самородного золота. Среди теллуридов наиболее распространены калаверит, присутствуют также сильва-

нит, креннерит, реже петцит, гессит и др. В третью стадию выделялись кварц, халцедон, пирит, кальцит, иногда киноварь. Содержание золота в рудах месторождений кальдеры Крипл-Крик 10—12 г/т.

**Месторождение Агуачилле (Мексика).** В геологическом строении района принимают участие меловые осадки, прорванные порфировыми риолитами и щелочными кварцевыми микросиенитами. По данным А. А. Левинсона, бериллиевое месторождение приурочено к взрывчатой трубке, прорванной интрузивным штоком щелочных сиенитов, с которыми и связано бериллиевое оруденение. Рудное тело месторождения сложено агрегатом флюорита и кальцита (95 %) с радиально-лучистыми выделениями берtrandита. В процессе формирования месторождения выделяются следующие этапы: 1 — образование взрывчатой брекчии и затем кольцевой дайки риолитов; 2 — отложение флюорита первой генерации, адуляра, флюорита второй генерации и берtrandита; 3 — внедрение микросиенитов; 4 — образование каолинита, флюорита третьей генерации, серицита, арагонита, кальцита, гематита.

#### *Трубки пород среднего состава*

С взрывчатыми трубками брекчированных пород среднего состава связаны месторождения медно-молибденовые, медно-висмутовые, медно-вольфрамовые, полиметаллические, а также золоторудные с серебром, медью и полиметаллами.

**Месторождение Браден (Чили).** В процессе отработки месторождения уже добыто 4,5 млн. т меди и более 13 тыс. т молибдена. По данным В. А. Перваго, общие запасы меди составляют 44 млн. т.

Месторождение изучалось В. Линдгреном, Е. Бастином, позже Ф. Ховеллом и И. Моуллеем. По их данным, медное оруденение локализовано в трубке брекчированных пород среднего состава, которая прорывает толщу переслаивания мезозойских андезитовых порфиритов с осадочными отложениями. Трубка в плане имеет округлую изометричную форму; диаметр у поверхности 1200 м; стенки круто (65—80°) наклонены к центру, поэтому с глубиной площадь сечения постепенно уменьшается. Оруденение прослежено до глубины 1500 м.

Трубка заполнена разновозрастной брекчией с обломками вмещающих пород, роговиков и сланцев разного размера — от субмикроскопических до глыб диаметром 1 м и более. Обломки хорошо уплотнены и насыщены рудной и нерудной минерализацией, особенно обилён турмалин. По периферии трубки располагается кольцевое рудное тело мощностью до 600 м с содержанием меди более 1 %; в центральной части трубки содержание меди снижается до 0,2 %.

В. Линдгрэн и Е. Бастин считали, что трубка представляет собой сложно развивающуюся вулканическую жерловину, заполненную брекчией. По представлениям Ф. Ховелла и И. Моулlea,

в ранний период формирования месторождения произошло внедрение штока дацитового порфира, вокруг которого возникла кольцевая зона окварцевания и пропилитизации вмещающих пород. Затем образовалась сначала дотрубовая, затем (на поздней стадии) собственно трубовая брекчия. По мнению авторов, формирование месторождения и вмещающей его трубки связано со сложным, длительным и многоэтапным процессом, в котором неоднократно происходили газовые взрывы, последовательное внедрение магматических пород и отложение гидротермальной минерализации.

Наиболее ранние магматические образования в пределах трубки — небольшие штоки кварцевых диоритов, сосредоточенные в периферической полукольцевой зоне. После газового взрыва здесь произошло внедрение дацит-порфиров, сопровождавшееся брекчированием вмещающих пород (брекчии формации Браден) и последующим формированием маломощных кварц-пиритовых жил с турмалином и халькопиритом. Позже, по представлениям В. Линдгрена и Е. Бастина, произошло дробление и образование брекчии гранит-порфиров, которые рассекают породы формации Браден. С последующим взрывом и брекчированием связано внедрение латит-порфиров, представленных кольцевыми центриклинальными телами. С этим этапом связано формирование основных руд месторождения. Более позднее дробление сопровождалось завершающими стадиями рудоотложения и внедрением лампрофировых даек. В этот этап произошло отложение борнита, пирита, халькопирита, молибденита, галенита и сфалерита и других минералов. Наиболее богатые руды локализованы в зоне вторичного сульфидного обогащения.

**Медно-молибденовые месторождения Канады.** Взрывчатые трубки, вмещающие прожилково-вкрапленное медно-молибденовое оруденение возможно докембрийского возраста (1078±80 млн. лет), располагаются на западном берегу оз. Верхнего вблизи его слияния с оз. Гурон. Месторождение приурочено к архейскому зеленокаменному поясу, который прослеживается на протяжении более 80 км при ширине до 10 км. В геологическом строении района принимают участие интенсивно дислоцированные метасадочные и метавулканические породы, прорванные интрузиями основного состава. По данным М. Блеч, породы зеленокаменного пояса окружены гранитами и гнейсами архея и несогласно перекрываются более молодыми палеозойскими песчаниками, конгломератами и другими отложениями.

На площади месторождения развиты многочисленные разломы различных направлений, которые образуют наиболее густую сеть в зоне контакта зеленокаменного пояса с гранитами и гнейсами архея. Отдельные узлы пересечения этих разломов вмещают взрывчатые трубообразные тела брекчированных пород с медно-молибденовым оруденением. К наиболее крупным из них относятся трубки «Бретон», «Западная», «Восточная» и «Южная». Все они прорывают толщу вулканических пород серии Мамайинкс.

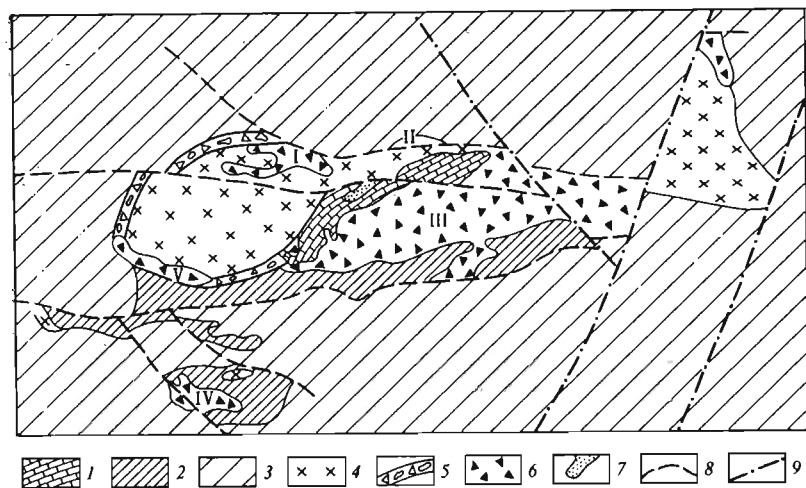


Рис. 41. Схема размещения основных брекчиевых трубообразных и дайковых тел в Коксайском рудном поле.

1 — известняки лландовери; 2 — песчано-сланцевые породы каменноугольного возраста; 3 — вмещающие сланцы; 4 — гранитоиды Коксайского массива и его сателлиты; 5 — зона краевых брекчий; 6 — трубообразные тела брекчий (I — Западное, II — Восточное, III — Центральное, IV — Кугалинское, V — Жолкалдыкское); 7 — «галечниковые» дайки; 8 — сбросы и взбросы; 9 — сбросо-сдвиги

Формы их горизонтального сечения разнообразны — овальные, утолщенные, подковообразные, линзовидные, неправильные и др.; размеры — до 1500 м в длину и сотни метров в поперечнике. Трубки выполнены обломками гранитов, диабазов, фельзитов и других вмещающих пород.

Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, молибденитом; в незначительном количестве отмечаются сфалерит и галенит. Из руд извлекаются медь, золото и серебро. Полукольцевые и дуговидные в плане рудные тела трубки «Бретон» в разрезе имеют седловидную форму.

**Коксайское месторождение.** Район месторождения расположен в пределах Балхашско-Илийского вулканического пояса Казахстана и сложен осадочными и вулканогенными породами силурийского и каменноугольного возраста. Породы смяты в сложную куполовидную структуру, которая прорвана многочисленными средне-позднекарбовыми экструзиями и субвулканическими интрузиями и осложнена линейными нарушениями широтного, северо-западного и северо-восточного простирания, а также кольцевыми и дуговидными разломами [3].

В центральной части района располагается сложный многофазный Коксайский интрузивный массив, имеющий в плане форму, напоминающую теннисную ракетку, и вытянутый в широтном направлении. Широтную ориентировку массива, так же как и ряда трубообразных тел брекчированных пород определяет, видимо, серия крутопадающих широтных разломов (рис. 41). Коксайский

массив был сформирован в процессе внедрения трех интрузивных фаз: 1 — начальной (габбро и габбро-диориты), 2 — основной (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и плагиограниты), 3 — дополнительной (гранодиориты и плагиограниты). Разновозрастные серии жильных пород представлены дайками и неправильной формы телами аплитов, пегматоидных гранитов, диабазов, диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов и красных плагиогранит-порфиритов.

С запада Коксайский массив окаймляется полукольцевой зоной так называемых краевых брекчий, сложенных обломками вмещающих пород. На площади рудного поля выявлено пять трубок брекчированных пород, из которых две (Западная и Жолкалдыкская) располагаются в эндоконтактовой зоне интрузива, а остальные (Восточная, Центральная и Кугалинская) — в экзоконтактовой среди известняков лландовери и песчано-сланцевых отложений лландовери — венлока (см. рис. 41).

«Западная» трубка наиболее изучена. К ней приурочено Коксайское медно-молибденовое месторождение. Трубка расположена в северной части Коксайского массива и своим западным окончанием непосредственно примыкает к полукольцевой зоне краевой брекчий. Контакт ее с гранитоидами нечеткий, расплывчатый, а с краевой брекчией резкий, фестончатый. Вниз по падению она прослежена до глубины более 1200 м.

В плане трубка имеет неправильные клешнеобразные очертания и прослежена по падению более чем на 1200 м. Размеры ее поперечного сечения с глубиной уменьшаются, таким образом общая форма «Западной» трубки — неправильный уплощенный конус с вершиной, обращенной вниз, усложненный многочисленными мелкими апофизами и выступами.

На площади месторождения установлена серия даек красных плагиогранит-порфиритов, диоритовых порфиритов, а также диабазов и диабазовых порфиритов. Дайка плагиогранит-порфиритов пересекает брекчию трубки, для даек диоритовых и диабазовых порфиритов характерны различные взаимоотношения с брекчией, что безусловно свидетельствует о различном возрасте брекчий. Большинство даек располагается за пределами трубки и сконцентрировано в едином поясе с центриклинальным падением. Простое построение показывает, что ось трубки и дайковый пояс сходятся на глубине 1500—1600 м.

Брекчия трубки по внешнему облику напоминает крупнообломочные туфы и туфобрекчий. Угловатые, реже окатанные обломки представлены главным образом гранодиоритами и плагиогранитами основной фазы (80—90 %) и гранодиорит-плагиогранит-порфирами дополнительной фазы (10—20 %). Реже наблюдаются обломки пегматитов, аплитов, диабазовых и диоритовых порфиритов, а также силурийских известняков, каменноугольных эффузивов и туфов, песчаников, сланцев и микрокварцитов. Размеры обломков меняются в широких пределах: от мельчайших (невидимых невооруженным глазом) до глыб диаметром 2 м и более,

средние размеры 3—7 см. Крупные обломки чаще встречаются в краевых частях трубки. Характерно, что размеры обломков вулканогенных и осадочных пород редко превышают 2 мм.

Обломки брекчий сцементированы породой, которая внешне напоминает неравнозернистый полимиктовый, местами туфогенный песчаник. Как правило, цемент — микробрекчия того же состава, что и крупные обломки: зерна и осколки плагиоклаза (80—90 %); менее развиты кварц, роговая обманка, биотит и калишпат. В зонах метасоматической проработки брекчий цемент обычно представлен кварц-серицитовым агрегатом с примесью хлорита и с обильной вкрапленностью сульфидов.

Количественные соотношения между обломками и цементом брекчий различны. Чаще преобладает цемент, но встречаются участки, где он практически отсутствует, и обломки тесно примыкают друг к другу. Границы обломков с цементом в большинстве случаев четкие и резкие, реже расплывчатые. Иногда в цементирующей массе отмечается тонкая флюидально-полосчатая текстура.

В зоне северного контакта «Западной» трубки установлена серия ответвляющихся от нее силло- и дайковидных апофиз, которые пересекают краевую брекчию и вмещающие осадочно-вулканогенные породы или залегают согласно с ним. Секущие апофизы характеризуются незначительной мощностью (0,2—0,5 м) и сложены в основном песчановидной породой, похожей на цемент брекчий. В ней отмечаются редкие угловатые обломки вмещающих пород. Мощность согласных апофиз достигает 1 м, а в составе обломков встречена шаровидная галька гранодиоритов, песчаников, углисто-глинистых сланцев, известняков, кварцитов, порфиритов и других пород. Размер гальки несколько миллиметров до 30 см, в среднем 3—5 см. Местами встречается густая вкрапленность поздних сульфидов.

Основная рудная молибден-медная минерализация «Западной» трубки наложена на брекчию и отмечается как в обломках, так и в цементе. Известны также брекчии (особенно в галечных дайках), в которых более ранняя рудная минерализация сосредоточена только в обломках, а поздняя (молибден-полиметаллическая) — в цементе.

«Центральная» трубка расположена в юго-восточной экзоконтактной зоне Коксайского интрузива (см. рис. 45), в плане имеет неправильную сильно удлиненную в широтном направлении форму и размеры 0,6×2,5 км. Контакты с вмещающими породами неровные. От основной трубки часто ответвляются жиллообразные апофизы мощностью до 30 см, по простиранию они прослежены на 100—150 м.

По составу обломков и цемента брекчия аналогична брекчиям «Западной» трубки. Средний размер обломков 5—10 см; в то же время встречаются громадные глыбы размером 15×100 м, в которых отмечаются многочисленные жиллоподобные образования, выполненные мелкообломочной брекчией. Местами встречаются

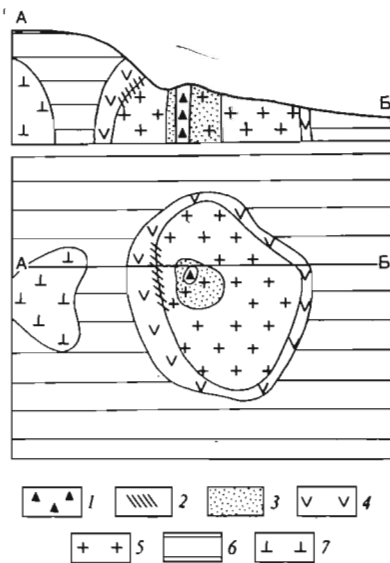
участки поперечником до 15 м, сложенные одной цементирующей массой с грубой полосчатостью, сходной с полосчатостью брекчий «Западной» трубки. Значительно слабее в «Центральной» трубке проявлены гидротермальные изменения брекчий. К участкам с отчетливо выраженными изменениями обычно приурочена рудная минерализация.

«Восточная» трубка расположена в области экзоконтакта Коксайского интрузива, в плане имеет линзовидную форму и размеры 80×220 м. Контакты с вмещающими породами отчетливые, брекчии аналогичны брекчиям «Центральной» трубки. На поверхности в ее пределах развита бедная прожилково-вкрапленная медная минерализация, связанная с кальцитовыми и кварц-кальцитовыми прожилками.

«Жолкалдыкская» трубка локализована в зоне краевой брекчии западного эндоконтакта Коксайского массива, в плане имеет форму дуговидной полосы мощностью 100—150 м и прослежена по простиранию на 800 м. В пределах полосы крупные (до нескольких десятков метров) блоки вмещающих силурийских отложений насыщены густой сетью переплетающихся жиллообразных тел мощностью от первых сантиметров до 10 м. Жилы сложены микробрекчией гранитоидного состава, в которой встречаются редкие относительно крупные угловатые и иногда окатанные обломки плагиогранитов, гранодиорит-плагиогранит-порфиров основной и дополнительной интрузивных фаз Коксайского интрузива, а также обломки силурийских известняков и сланцев и каменноугольных туфопесчаников и туфов. В южной и западной частях трубки встречаются тела с округлой галькой, центральная часть рассечена серией мелких субмеридиональных тектонических трещин, с которыми связаны маломощные карбонатные прожилки с халькопиритом и пиритом. В брекчиях «Жолкалдыкской» трубки встречаются обломки даек красных плагиогранит-порфиров, которые в «Западной» трубке пересекают брекчии.

«Кугалинская» трубка в отличие от других располагается среди песчано-сланцевых отложений лландовери-венлокского возраста в пределах южной экзоконтактной области Коксайского интрузива на значительном (1,5 км) расстоянии от него. В плане трубка имеет неправильную удлиненную в широтном направлении форму и размеры 300×700 м. Контакты с вмещающими породами неровные. Остроугольные обломки размером до 10 см представлены алевролитами, песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами и аргиллитами силура; обломки кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров и дайковых диабазов и диоритовых порфиритов единичны. Цементом служат осколки и угловатые обломки кислого плагиоклаза и кварца, погруженные в тонко- и криптозернистую кварц-полевошпат-серицитовую основную массу.

Формирование трубообразных тел брекчированных пород Коксайского интрузива связано со сложным и длительным процессом, в котором отчетливо выделяются три этапа брекчирования. Наиболее ранние брекчии пересекаются всеми дайками жильных по-



род. В более поздних разностях, которые пересекаются только дайками красных плагиогранит-порфиров, дайковые диабазовые и диоритовые порфиры наблюдаются в виде обломков. В «Жолкалдыкской» трубке среди брекчий встречаются обломки даек красных плагиогранит-порфиров. Наиболее позднее брекчирование произошло, по-видимому, непосредственно перед рудоотложением.

Рис. 42. Разрез и схема геологического строения месторождения Илкванг.

1 — трубка брекчий; 2 — приконтактная брекчия; 3 — зона турмалинизации; 4 — диориты; 5 — кварцевые монцониты; 6 — осадочные породы; 7 — вулканические породы

**Месторождение Илкванг** (Южная Корея). Площадь рудного поля медно-вольфрамового месторождения сложена пологозалегающими средне- и позднемеловыми вулканическими и осадочными породами (алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников), прорванными интрузивным штоком размером  $0,8 \times 1,1$  км с округлым изометричным горизонтальным сечением [46]. По периферии шток окружен кольцевым цилиндрическим телом среднезернистых диоритов (рис. 42). Во внутренней части развиты более поздние кварцевые монцониты, контакт между породами четкий, вдоль него местами отмечается полоса брекчий с округлыми и угловатыми обломками диоритов и кварцевых монцонитов размером до 2 м.

Кварцевые монцониты прорваны трубообразным телом брекчированных пород, которое несколько смещено к северо-западу от центра штока. Трубка в плане имеет форму меридионально вытянутого эллипса размером  $50 \times 80$  м и круто ( $85^\circ$ ) падает в южном направлении; контакты с вмещающими породами резкие. Брекчия содержит плитообразные и угловатые обломки кварцевых монцонитов размером около 30 см. На глубоких горизонтах наиболее интенсивное брекчирование отмечается по периферии трубки, а центральная ее часть сложена крупными (около 1 м) блоками неправильной формы.

Трубку окружает асимметричный ореол гидротермально измененных (пропилитизированных, гранатизированных и турмалинизированных) кварцевых монцонитов. Пропилитизация охватывает всю площадь развития кварцевых монцонитов, интенсивность ее проявления возрастает от периферии штока к центру трубки. Внутри зоны пропилитизации выделяются подзоны турмалиниза-

ции и гранатизации. Гранаты представлены главным образом спессартином и альмандином, менее распространены гроссуляр и андрадит.

Руды месторождения, сосредоточенные в пределах трубки, заполняют пустоты между обломками брекчий. Установлены следующие стадии рудоотложения: 1 — метасоматических изменений вмещающих пород; 2 — основная рудная; 3 — изоморфических замещений. В первую стадию произошло отложение пирротина, самородной меди, а также эпидота, хлорита, серицита, кварца, турмалина, граната и других минералов. В начале второй стадии выделились турмалин, кварц, гранат, самородная медь, призматический кварц, вольфрамит, шеелит, арсенопирит; с завершением стадии связано отложение пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, вольфрамиты второй генерации, самородного висмута и блеклых руд. В третью стадию произошло замещение пирротина марказитом, отложение карбонатов и сульфидов свинца, цинка и меди.

Абсолютный возраст диоритов месторождения  $81 \pm 3$  млн. лет, оруденения —  $69 \pm 3$  млн. лет.

**Месторождение Сан-Франциско-де-лос-Андес** (Аргентина). По описаниям Е. Лламбаис и Л. Мальвини, в районе месторождения развиты гранодиориты, к которым приурочены многочисленные эксплозивные брекчиевые тела. Наиболее рудоносна трубка висмут-медного месторождения Сан-Франциско-де-лос-Андес, прорывающая толщу песчаников, сланцев и брекчированных пород. В плане трубка имеет форму эллипса размером  $15 \times 70$  м, вытянутого в широтном направлении (рис. 43). Контакт трубки с вмещающими породами четкий, в зоне экзоконтакта установлен узкий ореол повышенной трещиноватости вмещающих пород. До глубины 30 м трубка имеет центриклинальное ( $60-85^\circ$ ) падение, ниже она субвертикальна.

Брекчий представлены угловатыми обломками вмещающих песчано-сланцевых пород (размеры обломков доли сантиметра—1 м), сцементированными тонкодробленным материалом того же состава. В размещении брекчий наблюдаются некоторые закономерности: в центральной части трубки обломки более однородны по размерам и ориентированы в различных направлениях, а в эндоконтактных зонах удлинение обломков параллельно контакту.

Руды образуют густую вкрапленность, гнезда неправильной формы, агрегатные скопления и тонкие прожилки в цементе брекчий. Рудные минералы — пирит, халькопирит, висмутин, арсенопирит, сфалерит и другие; жильные — кварц и турмалин. Промышленные руды в основном локализованы в брекчиях краевой зоны.

**Месторождения района Кананеа** (Мексика). Медно-порфировые месторождения района Кананеа в Мексике известны с давних времен. В геологическом строении района их распространения принимают участие кварциты, подстилающие их базальные конгломераты и перекрывающие известняки палеозойского возраста, которые несогласно перекрыты мощной (до нескольких тысяч метров) тол-

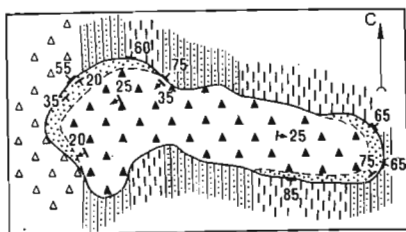


Рис. 43. План рудоносной брекчиевой трубки месторождения Сан-Франциско-де-лос-Андес. По Д. Пламбайс и Л. Мальвини.

1 — брекчия трубки; 2 — оруденелые брекчиевые краевые зоны; 3 — песчаники; 4 — сланцы; 5 — брекчированные боковые породы; 6 — ориентировка обломков брекчий; 7 — элементы залегания контакта трубки

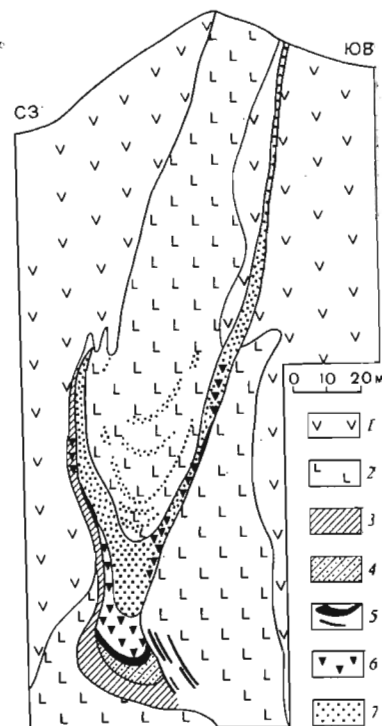


Рис. 44. Геологический разрез месторождения Ла-Колорадо. По В. М. Крейтеру.  
1 — диорит; 2 — кварцевые порфиры; 3 — пегматитовый кварц; 4 — слюисто-кварцевый пегматит; 5 — сульфидная руда; 6 — рудная брекчия; 7 — брекчия безрудная

щей вулканогенных пород — андезитов, их туфов и агломератов. По описаниям В. М. Крейтера и В. Перри, осадочно-вулканогенная толща прорвана массивами гранитов, дайками и штоками габбро и диоритов, а также брекчиевыми трубками и некками кварцевых порфиров, риолитов и других пород.

Крутопадающие или вертикальные рудовмещающие брекчиевые трубки, часто приуроченные к неккам кварцевых порфиров, в плане имеют округлую, овальную или близкую к многоугольной форму и размеры от многих десятков метров до 1 км. Трубки прослежены до глубины 600 м и более.

Наибольший интерес представляют медные месторождения Ла-Колорадо, Капот, Восточная Брекчия и Кананеа-Дулут.

Месторождение Ла-Колорадо связано с субвертикальным (75°) некком кварцевых порфиров, прорывающим массив диоритов. В плане некк имеет форму причудливого угловатого, но в общем почти изометричного тела размером 80×87 м с двумя апофизами, вытянутыми в северо-западном направлении. Контакт кварцевых порфиров с диоритами волнистый, местами с угловатыми выступами. С глубиной поперечник некка увеличива-

ется до 105 м, а форма поперечного сечения приближается к подковообразной.

Некк кварцевых порфиров пересекается асимметричным коническим центриклинальным телом эксплозивных брекчий; угол наклона его юго-восточного крыла 70—80°, северо-западного — 72—90° (рис. 44). В рудных брекчиях обломки кварцевых порфиров сцементированы сульфидами. Как указывает В. М. Крейтер, на месторождении есть и послерудные брекchie.

Основная масса рудных брекчий сосредоточена в вершине конуса, где формирует кольцевое и полукольцевое тела сплошной медной руды, ниже которой располагается кольцевое тело слюисто-кварцевого пегматита, переходящего в пегматитовый кварц. Небольшой мощности дуговидные рудные жилы отмечаются и вдоль контакта конического тела и выше вершины конуса, а также на уровне его вершины. По восстанию юго-восточное крыло конуса, сложенное безрудной брекchieй, выходит за пределы нека кварцевых порфиров в диориты и, постепенно уменьшаясь в мощности, достигает поверхности в виде дуговидного тела. Выше основного конического тела безрудных брекчий в пределах нека кварцевых порфиров последовательно размещаются один над другим пять маломощных конических центриклинальных слоев безрудной брекchie (см. рис. 44).

Руды месторождения состоят главным образом из борнита и молибденита; отмечаются также кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, теннантит, фрейбергит и галенит. Последние пять минералов связаны со второй стадией рудоотложения. Вмещающие диориты вокруг нека кварцевых порфиров и конических брекчий на значительном расстоянии (до 1 км) интенсивно серицитизированы, окварцованы и пиритизированы.

Рудное тело месторождения Капот в известняках верхней части разреза представлено залежью, полого погружающейся в восточном направлении. С глубиной залежь переходит в типичное трубообразное тело, секущее толщу известняков, подстилающих вулканогенные породы, кварциты, а также граниты фундамента. Трубка выполнена угловатыми обломками вмещающих пород, сцементированных халькопиритом, борнитом, халькозином, кварцем и карбонатами.

На месторождении Восточная Брекчия трубообразное рудное тело на верхних горизонтах расщепляется на две составляющие, которые, тупо выклиниваясь, перекрываются небрекчированными эффузивами. На глубине 360 м рудные ветви сливаются в единое более мощное тело с горизонтальным сечением 90×240 м. Трубка выполнена угловатыми и полуокатанными интенсивно серицитизированными обломками вмещающих пород, сцементированными кварцем, пиритом, халькопиритом и молибденитом. В перекрывающих эффузивах оруденение развито в виде штокверка.

Крутопадающая трубка месторождения Кананеа-Дулут прорывает пологопадающую толщу туфов и других вулканических

пород, имеет в плане форму овала (90×360 м) и прослеживается на глубину до 600 м. Трубка сложена обломками вмещающих пород, сцементированными галенитом, сфалеритом, халькопиритом, кварцем, карбонатом и адуляром. Оруденение приурочено к краевой части трубки. В размещении рудной минерализации установлена вертикальная зональность: для верхних горизонтов месторождения характерно незначительное содержание меди и преобладание свинца, цинка и серебра; с глубиной содержание цинка уменьшается, одновременно возрастает количество меди и свинца. На глубоких горизонтах соотношение меди и цинка постоянно.

**Месторождение Стантрэг (Югославия).** По описанию В. Форгана; в геологическом строении площади этого крупнейшего свинцово-цинкового месторождения принимает участие так называемая Стантрэгская серия, представленная дислоцированным комплексом кристаллических сланцев, филлитов, кварцитов и мраморизованных известняков. Последние предположительно имеют ордовикско-силурийский возраст. Известняки перекрываются тонким прослоем кварцитов, сменяющихся выше горизонтом филлитов.

В раннетретичное время эти породы были смяты в складки северо-западного простирания. Кристаллические сланцы и известняки перекрыты почти горизонтально залегающими третичными пластами туфов, переслаивающихся со сланцами, песчаниками и конгломератами. С третичной вулканической деятельностью связана серия субвулканических тел и экструзивов монзонит-порфиров, дацитов, андезитов, трахиандезитов и других пород.

Непосредственно на площади месторождения оруденения приурочено к пологому (угол наклона 40°) трубообразному телу брекчированных пород на контакте известняков и перекрывающих кварцитов и филлитов, в шарнире асимметричной опрокинутой антиклинальной складки, ось которой погружается в северо-западном направлении под углом 40°. Угол падения северо-восточного крыла антиклинали вблизи шарнира составляет 60—70° (северо-восток), а с глубиной выполаживается до 38°; юго-западное крыло около шарнира наклонено к юго-западу (35—75°), а глубже приобретает вертикальное и обратное падение на северо-восток (до 65°).

Трубообразное тело в плане имеет неправильную овальную форму, на некоторых горизонтах приближающуюся к подковообразной. В пределах брекчии известно трубообразное тело андезитов, на нижних горизонтах андезиты отсутствуют. Брекчия содержит блоки и полуокатанные обломки сланцев, кварцитов, известняков, а также дацитов (на верхних горизонтах). Крупные обломки окружает оторочка глинистого материала с незначительной вкрапленностью пирита, кварца и карбоната; местами цементом служит хлорит. Трубка прослежена до глубины 800 м.

Рудные тела месторождения имеют форму неправильных пологопадающих столбов, которые протягиваются по падению без перерыва примерно на 700 м. Контакты висячего бока рудного тела с перекрывающими кварцитами и филлитовыми сланцами ли-

нейно вытянутые, а с известняками лежащего бока — сравнительно сложные и извилистые. Во вмещающих известняках встречаются иногда изолированные относительно мелкие рудные гнезда.

На поверхности, частично маскируя выход трубки, встречаются отложения травертина. Вблизи рудных тел из трещин и пустот вмещающих пород вытекают источники с температурой воды 29 °С.

Массивная сульфидная руда месторождения представлена грубозернистым агрегатом галенита, сфалерита (марматита), пирита и пирротина; реже встречаются арсенопирит, джемсонит и халькопирит. Пирротин и пирит — главные минералы рудных тел, причем количество пирротина заметно возрастает с глубиной. Галенит содержит серебро и висмут, содержание которых на нижних горизонтах также повышается.

Жильные минералы (кварц, кальцит, сидерит, манганосидерит, родохрозит и доломит) значительно уступают рудным в распространении. Местами в рудных телах встречаются минералы скарновой ассоциации — актинолит, геденбергит, ильваит и железистый гранат с интенсивной вкрапленностью пирита и магнетита.

Процесс формирования explosивного трубообразного тела брекчированных пород месторождения Стантрэг был длительным, достаточно сложным и многоэтапным.

**Восточно-Эгитинское месторождение.** По данным В. Г. Андреева, месторождение расположено в Забайкалье и приурочено к explosивному трубообразному телу брекчированных пород, прослеженному до глубины 300 м и имеющему в плане неправильную форму, удлиненную в северо-западном направлении. Трубка прорывает субщелочные кварцевые сиениты и граносиениты позднепалеозойского и раннемезозойского возраста, контакты с вмещающими породами субвертикальные.

Слагающие трубку лавобрекчии содержат угловатые, реже несколько сглаженные обломки размером до 8 см. Среди обломков, занимающих 50—80 % общего объема трубки, установлены трахиты и риолит-трахиты, менее распространены сиениты и долериты. Обломки частично, а иногда и нацело замещены серицитом, кварцем, карбонатами и сульфидами. Цементирующая масса кварц-полевошпатового состава имеет фельзитовую, микрофельзитовую и пилотакситовую структуру и в большинстве случаев сильно серицитизирована.

Полиметаллическое оруденение сосредоточено в пределах трубки (как в обломках, так и в цементе), частично в узкой зоне ее экзоконтакта. Главные рудные минералы месторождения — пирит, галенит, сфалерит; подчиненное значение имеют пирротин, халькопирит, арсенопирит, ковеллин, молибденит.

**Месторождение Серро-де-Паско (Перу).** Месторождение разрабатывается на свинец, цинк, медь и серебро на протяжении столетий; по данным В. А. Перваго, суммарные запасы свинца и цинка 1900 тыс. т.

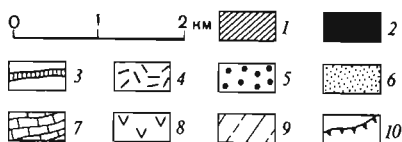
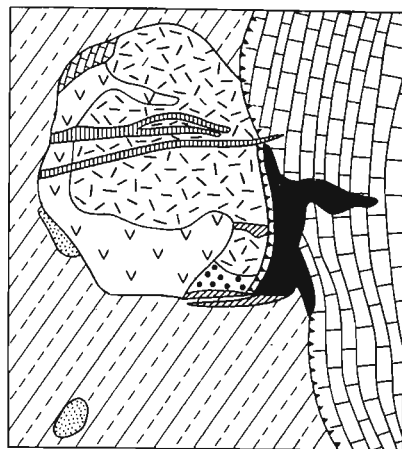


Рис. 45. Схема геологического строения месторождения Серро-де-Паско. По Г. Лафлину и Л. Грейтону.

1 — меднорудные жилы; 2 — колчеданное рудное тело; 3 — дайки; 4 — брекчий румиаллана; 5 — брекчия лоурди; 6 — конгломераты; 7 — известняки; 8 — монцонит-порфиры; 9 — сланцы; 10 — разлом

Согласно описанию Р. Уокера, горные породы, слагающие площадь месторождения, крутопадающим сбросом субмеридионального простирания расчленены на два тектонических блока. Приподнятый Западный блок представлен интенсивно смятыми в складки и метаморфизованными сланцами, филлитами и кварцитами формации Эксцельзиор (силур), а Восточный (опущенный) — дислоцированными известняками формации Париа (триас, юра), подстилаемыми красными глинами и сланцами Миту и кварцевыми конгломератами (карбон), а также филлитами формации Эксцельзиор.

Силурийская толща Западного блока прорвана крупным эксплозивным трубообразным телом брекчированных пород, который на своем восточном окончании непосредственно примыкает к сбросу (рис. 45). В плане трубка имеет форму неправильного овала, вытянутого в меридиональном направлении, его размеры  $2,3 \times 2,7$  км. Трубка выполнена разновозрастными брекчиями и магматическими породами. Наиболее ранний вулканический агломерат румиаллана с обломками вмещающих пород и частично кварцевого монцонит-порфира заполняет большую часть объема трубки. В зоне юго-восточного эндоконтакта трубки выделяется дуговидное тело брекчий лоурди, состоящей из обломков пород формации Эксцельзиор, сцементированных кварцевыми монцонитами.

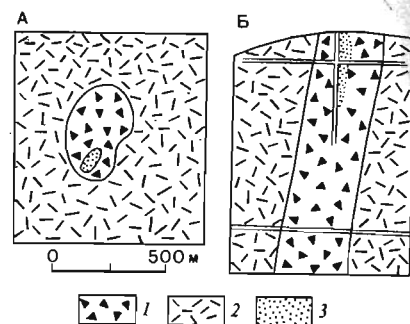


Рис. 46. План (А) и вертикальный разрез (Б) золоторудного месторождения Сан-Юлиан. По Г. Басину и Р. Хиллу.

1 — брекчия трубки взрыва; 2 — коренные породы; 3 — околожильные изменения

Вдоль западного и южного эндоконтакта трубки размещается мощное (до 750 м) неправильной формы полукольцевое тело монцонит-порфиров, которое пересекает брекчии румиаллана и лоурди. Наиболее молодые магматические породы представлены широтными дайкообразными телами монцонитов, секущими брекчией румиаллана и полукольцевое тело монцонит-порфиров.

Оруденение приурочено к восточной границе эксплозивного трубообразного тела; остальная обширная площадь безрудна. Это, видимо, связано с тем, что восточная часть краевого кольцевого разлома, ограничивающего трубку, была активизирована в процессе подвижек по субмеридиональному сбросу в период, непосредственно предшествующий рудоотложению.

На месторождении выделяются рудные тела трех типов: массивные (пиритовое тело), медно-серебряные жилы и свинцово-цинковые тела замещения в прилегающих известняках. Дуговидное сплошное пиритовое тело располагается в восточной части трубки; при максимальной ширине около 300 м тело прослеживается по простиранию почти на 1800 м и по падению — на 500 м. В одних участках рудного тела наблюдается обогащение энаргитом, блеклыми рудами и висмутином, в других — галенитом и сфалеритом. Преобладающими свинцово-цинковыми рудами сложена мощная широтная апофиза, отходящая в известняки от основного дуговидного тела. Другая апофиза с такими же рудами прослеживается в юго-восточном направлении вдоль сброса.

В пиритовом теле встречено несколько крутопадающих трубок диаметром до 60 (иногда до 180) м, сложенных главным образом пирротинном; сфалерит и касситерит имеют в них подчиненное значение.

Пиритовое тело пересекается широтными и субширотными жилами, которые выходят за пределы тела в брекчии румиаллана. Длина их по простиранию достигает 1 км и более, а мощность меняется от 3 до 4,5 м. Жилы сложены в основном энаргитом и блеклыми рудами.

Руды месторождения представлены следующими минералами: пирит различных генераций, пирротин, касситерит, арсенопирит, сфалерит, марказит, галенит, бурнонит, графтонит, баумгауерит, теннантит, халькопирит, эмплектит, арамайонит, полибазит, аргентит, гематит, полианит, реальгар, кварц, серицит, алунит, анкерит и др.

Как видно, руды месторождения Серро-де-Паско были сформированы в результате длительного и сложного процесса, при этом поздние низкотемпературные минеральные ассоциации накладываются на более ранние (высокотемпературные).

**Месторождение Сан-Юлиан (США).** Согласно данным К. Уолсери, субвертикальная эксплозивная трубка брекчированных пород золоторудного месторождения Сан-Юлиан прорывает толщу гранито-гнейсов и сланцев, пересекаемых телами пегматитов и порфиров разнообразной формы. В плане трубка имеет форму

овала, вытянутого в субмеридиональном направлении (рис. 46). Параметры ее горизонтального сечения  $120 \times 230$  м.

Трубка отработана до глубины 500 м, прослежена глубже и выполнена обломками вмещающих пород. Подавляющая часть брекчии представлена тонкораздробленной породой, выполняющей промежутки между более крупными (1 см — 0,5 м) обломками. Контакты с вмещающими породами иногда отчетливые и резкие, но чаще постепенные. Рудная минерализация цементирует обломки или приурочена к трещинам, секущим брекцию. Выделяются золотосодержащие пирит-халькопирит-кварцевые руды и более поздние полиметаллические серебросодержащие жилы, секущие не только брекцию, но и вмещающие породы.

**Месторождение Басик (США).** Как показал Р. Уокер, на площади этого золоторудного месторождения explosive трубообразное тело брекчированных пород диаметром около 360 м прорывает докембрийские граниты и гнейсы. Трубка выполнена главным образом угловатыми обломками андезитов и андезитовых туфолоав; в эндоконтактных зонах встречаются обломки гранитов и гнейсов размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. Иногда встречаются обломки и тонкие прослои древесного угля. Крупные обломки сцементированы тонкодробленной породой того же состава.

Почти вертикальное эллипсоидальной формы рудное тело длиной 30 м и шириной 6—9 м, расположенное в центральной части брекчиевой трубки, сложено сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, джемсонитом и тетраэдритом с высоким содержанием золота и серебра. Сульфиды в виде концентрических слоев (скорлупок) окружают обломки брекчий, широко развит кварц. Переходы между рудным телом и окружающей минерализованной брекчией постепенные. Рудное тело отработано до глубины 400 м и продолжается, не меняя своей формы и размера, глубже.

**Месторождение Маунт-Морган** — крупнейшее золото-медное месторождение герцинского пояса Австралии — было открыто в 1882 г. и первые два десятилетия отработывалось только на золото. К 1968 г. было добыто около 220 т золота, 314 тыс. т меди, около 23 т серебра и 550 тыс. т пиритового концентрата; попутно извлекались теллур, селен и висмут.

По данным Г. А. Тананаевой, месторождение располагается в юго-восточной части свода Маунт-Морган-Рохемптон, имеющего форму правильного овала, вытянутого в северо-северо-западном направлении на протяжении 300 км. Оно приурочено к узлу пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простирания, вдоль которых прослеживаются дайки диоритового и габбрового состава (рис. 47). В зоне пересечения расположены участки ожелезненных пород («ложная железная шляпа»), имеющие в общем округлую форму; в центральной части таких участков локализованы два рудных тела неправильной дуговидной формы. Тела объединены зоной вкрапленных руд; общие их размеры на поверхности  $150 \times 270$  м, а на горизонте 90 м —  $240 \times 320$  м. Руды харак-

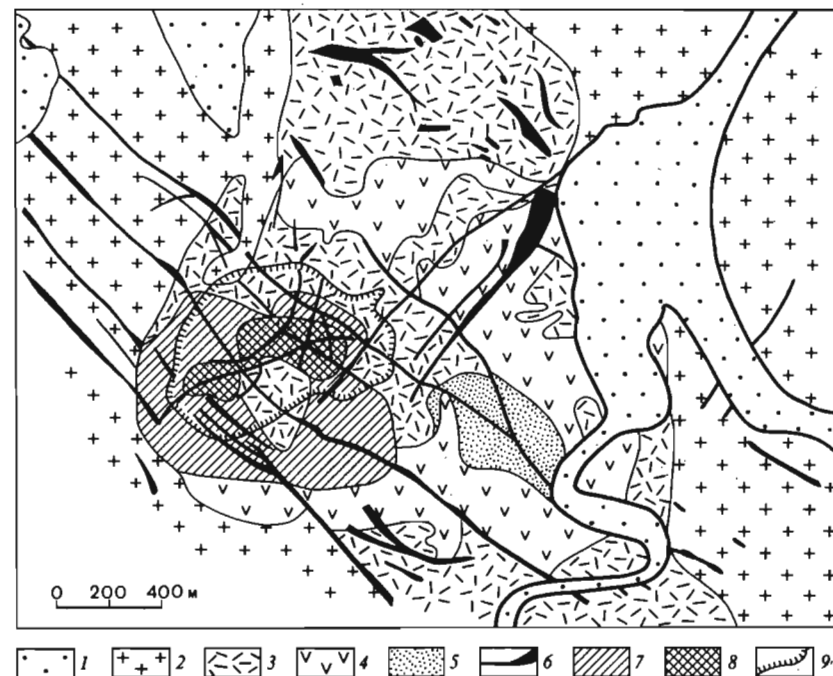


Рис. 47. Геологический план месторождения Маунт-Морган.

1 — меловые и более молодые отложения; 2 — граниты; 3 — риолиты, риолитовые туфы и агломераты («кварцевые порфиры» и «фельзиты»); 4 — андезиты и туфы андезитов; 5 — роговики, яшмы и окварцованные туфы; 6 — дайки диоритового и габбрового состава; 7 — ожелезненные породы на поверхности («ложная железная шляпа»); 8 — халькопирит-пирит-золотые руды; 9 — контур карьера

теризуются брекчиевой текстурой, обломки вмещающих пород сцементированы и частично замещены пиритом и другими сульфидными.

Среди вмещающих пород месторождения господствуют риолиты и риолитовые туфы при подчиненной роли андезитов и пермских гранитов. Широкое распространение имеют дайки микродиоритов, диоритов, микрогаббро; часть даек относится к дорудным образованиям.

Сплошные руды постепенно переходят на периферии рудных тел во вкрапленные. Содержание золота в руде 6,2 г/т, меди 0,6 %, серы 12 %. В зоне окисления содержание золота 30—150 г/т, а в нижней ее части — 62 кг/т.

В рудах установлены: пирит, мельниковит, пирротин, марказит, халькопирит, дигенит, кубанит, халькозин, ковеллин, тетраэдрит, сфалерит, галенит, арсенопирит, висмутин, молибденит, самородное золото, электрум, калаверит, петцит, магнетит, гематит, гётит, касситерит, рутил. В незначительных количествах встречаются борнит, колорадит, гессит. Большая часть золота находится в виде субмикроскопической примеси в пирите и кварце.

Представления о генезисе месторождения весьма разнообразны и противоречивы, однако все геологи признают гидротермальную природу оруденения. Некоторые исследователи связывают формирование руд с внедрением гранитов, эманации которых проникли в риолиты. По мнению Л. Лоуренса, оруденение было догранитным и связано с вулканической деятельностью девонского возраста. К. Корнелиус пришел к выводу о том, что рудные тела месторождения приурочены к трубке взрыва, с которой также связаны и известные на месторождении «гидротермальные галечные дайки». Взрывную активность он считает послерудной, так как сульфиды слагают обломки в брекчиях. Думается, что последний факт можно трактовать и по-иному — как неоднократное проявление взрывов; при этом основной взрыв, создавший трубку, несомненно, предшествовал оруденению.

### Трубки пород кислого состава

С эксплозивными трубообразными телами брекчированных пород кислого состава связаны оловянные, вольфрам-оловянные, вольфрам-молибденовые и редкометалльно-полиметаллические месторождения.

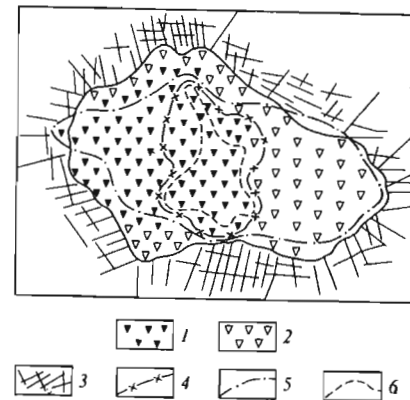
**Хинганское месторождение.** По описаниям М. И. Ициксона и В. Н. Котляра, оловянное оруденение установлено в пределах хребта Малый Хинган среди покрова кварцевых порфиров и прорывающих их жерловых гранит-порфиров позднего мела. Тело гранит-порфиров в разрезе имеет грибообразную, а в плане — неправильную крестообразную форму с ориентировкой осей в субмеридиональном и широтном направлениях. Гранит-порфиры пересекаются серией крутопадающих даек порфиритов субмеридионального и субширотного простирания, к узлам пересечения которых приурочены эксплозивные трубообразные тела брекчированных пород с оловянным оруденением.

В горизонтальном сечении трубки имеют эллипсоидальную форму с размерами по малой оси в десятки, а по большей — в первые сотни метров и прослежены по падению на 800—900 м. Верхняя воронкообразная часть трубок сменяется с глубиной субцилиндрической. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие, углы падения 75—80°. Трубки выполнены угловатыми обломками кварцевых порфиров, гранит-порфиров и отчасти порфиритов, сцементированных тонкодроблеными минерализованными породами того же состава.

Внутреннее строение трубок зональное — центральные части верхних горизонтов сложены брекчией смешанного состава (гранит-порфиров, кварцевых порфиров и порфиритов), которая к периферии и по падению сменяется монобрекчией гранит-порфиров. Существует зональность и в степени дробления пород. Смешанная брекчия центральной зоны — область наиболее интенсивного дробления (размер обломков 0,1—0,5 м), для окружающей монобрекчии характерны обломки средних размеров (до 2 м). Трубки

Рис. 48. Схема распределения обломков и глыб брекчий в зависимости от их размера в пределах «Центральной» эксплозивной трубки Хинганского месторождения. По Н. Соловьеву.

1 — зона интенсивного брекчирования; 2 — зона менее интенсивного брекчирования; 3 — трещиноватые породы; 4 — контур распространения кварц-хлорит-касситеритовых прожилков; 5 — контуры рядовых промышленных руд; 6 — контуры богатых промышленных руд



окаймлены зоной вмещающих пород повышенной трещиноватости с многочисленными полого падающими к центру и крутопадающими трещинами радиальной ориентировки (рис. 48). Диаграммы ориентировки трещин, построенные на основе массовых замеров в этой зоне, имеют поясное строение с поясом полюсов трещин единого крутого падения, но самых различных простираний.

Типичные штокверковые рудные тела имеют столбообразную и гнездообразную форму. Контуры их в общем совпадают с границами брекчий, хотя иногда оруденение развивается и в ближайшем экзоконтакте трубок. Наиболее высокое содержание олова в рудах приурочено к центру трубок, к наиболее брекчированным породам. Уменьшение содержания металла от центральной части трубок к их периферии определяется снижением дроблености и соответственно проницаемости пород в этом направлении.

Формирование месторождения происходило в следующие три стадии: 1 — отложение кварца, касситерита и хлорита в ассоциации с гематитом, флюоритом, вольфрамитом и другими минералами; 2 — отложение касситерита в ассоциации с сульфидами (сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин и др.); 3 — формирование кальцит-сидеритовых жил и прожилков.

В распределении гидротермальной минерализации на месторождении установлены горизонтальная и вертикальная зональности. Первая выражается в последовательном переходе кварц-касситерит-хлоритовых и кварц-флюорит-касситеритовых образований, сосредоточенных в трубообразном теле, в кварц-сульфидно-касситеритовые и сульфидные агрегаты экзоконтактной зоны и далее, с удалением от брекчиевых тел — в карбонатные жилы и прожилки. Вертикальная зональность обусловлена сменой с глубиной кварц-касситерит-хлоритовой ассоциации кварц-сульфидной.

Брекчия трубок и вмещающие гранит-порфиры и кварцевые порфиры подверглись интенсивным гидротермальным изменениям. В центральных частях трубок развиты кварц-серицитовые мета-

соматиты, а по периферии кварц-серицит-хлоритовые. С удалением от центра наблюдается слабая серицитизация, хлоритизация и, наконец, карбонатизация вмещающих пород. Месторождение формировалось на незначительной глубине от палеоповерхности — около нескольких сотен метров.

**Оловоносные трубки Австралии.** По данным Р. Кейзера и Д. Блека, в крупнейшем оловорудном районе Австралии Гербертон-Маунт-Гарнет в экзоконтакте центральной кальдеры в палеозойских отложениях формации Ходжкинсон расположены многочисленные оловянные месторождения, связанные с весьма своеобразными крутопадающими эксплозивными трубками. В рудном поле Гербертон на площади около 15 км<sup>2</sup> сосредоточено более ста таких трубок.

По описанию Р. Бланчерда, трубки имеют поперечное сечение около 7 м и прослеживаются по падению на 10—40 м. На глубине большинство из них прерывается пологими нарушениями, к которым приурочены тонкие прожилки касситерита с хлоритом. Ниже этой зоны располагается следующая трубка. Серия таким образом ступенчато расположенных трубок уходит на глубину 200—250, реже 500 м (трубка «Вулкан»).

Рудные тела сложены кварц-хлоритовой массой с вкрапленностью и прожилками флюорита, касситерита, ферберита, серицита, пирита, пирротина и других минералов. Попутно с оловом добывается медь, свинец, серебро и висмут.

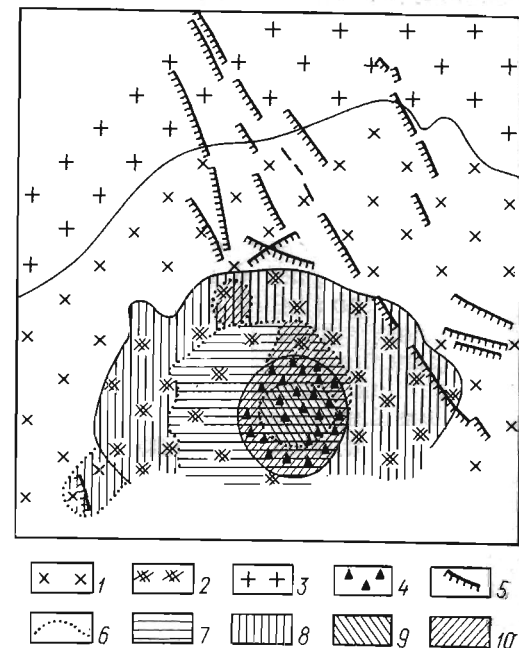
**Булуктайское месторождение** с молибден-вольфрамовым орудением расположено в Забайкалье в пределах синклиория, сложенного флишоидными отложениями раннего кембрия: известняками, различными сланцами, песчаниками, мраморами и вулканогенными породами [37]. Осадочные породы прорваны позднепалеозойским штоком кварцевых монзонит-сиенитов и дайками лампрофиров, диорит-порфиров, сиенит-диоритов и гранит-порфиров (джидинский комплекс), а также небольшим мезозойским массивом аляскитовых гранитов и дайками бостонитов, аплитов, розовых гранит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-пегматитов (гуджирский комплекс).

Трубообразное тело брекчированных пород расположено в краевой части штока кварцевых монзонит-сиенитов, в горизонтальном сечении имеет почти изометричную, несколько удлиненную в меридиональном направлении форму. Круто падающая (70°) в северо-западном направлении трубка прослежена по падению на 300 м (предполагаемая глубина 400—500 м); диаметр ее с глубиной практически не меняется. Контакты с вмещающими монзонит-сиенитами неровные и нерезкие. Трубка окружена зоной периферической брекчии, имеющей по внешнему контуру форму неправильного овала, вытянутого в широтном направлении (рис. 49).

Трубка выполнена полимиктовой брекчией, содержащей угловатые обломки раннекембрийских флишоидов (60—70 %), а также монзонит-сиенитов, лампрофиров, гранит-порфиров, бостонитов и диорит-порфиров разного размера (доли сантиметра — пол-

Рис. 49. Схема геологического строения Булуктайского вольфрам-молибденового месторождения.

1 — палеозойские монзониты; 2 — брекчированные и мусковитизированные монзониты; 3 — мезозойские аляскитовые граниты; 4 — полимиктовые брекчии трубки взрыва; 5 — кварц-молибденитовые и кварц-гюбнеритовые жилы; 6 — границы орудения различной интенсивности; 7—8 — молибденовые руды: 7 — бедные, 8 — богатые; 9—10 — вольфрамовые руды: 9 — бедные, 10 — богатые



метра, средние — 5 см). Среди флишоидов встречаются глыбы до 5 м в поперечнике. Размеры обломков возрастают от периферии трубки к ее центру. Цементом служит постмагматическая минерализация существенно кварцевого состава с вкрапленностью рудных минералов. Часто относительно мелкие обломки плотно заполняют промежутки между крупными.

Брекчия кольцевой периферической зоны представлена раздробленными и брекчированными монзонит-сиенитами, сцементированными жильным кварцем. В пределах зоны встречаются изолированные включения меланократовых пород (лампрофиров и раннекембрийских эффузивно-осадочных образований, реже диорит-порфиров и серых гранит-порфиров) размером от 1 до 4 м и более. Они имеют плоскопараллельные ограничения и располагаются в виде цепочек сближенных блоков. Контакты блоков с вмещающими дробленными монзонит-сиенитами четкие, резкие. Состав меланократовых пород, обломочная форма и распространение в дайках дают основание предполагать, что это — обломки ранее существовавших дайковых тел.

В целом трубообразное тело брекчированных пород характеризуется отчетливо выраженным концентрически-зональным строением (см. рис. 49). В центральной зоне расположено в общем изометричное тело полимиктовой брекчии, окруженное мощной кольцевой зоной периферической брекчии. В эндоконтакте тела полимиктовой брекчии выделяется кольцевая полоса мощностью до 6 м, содержащая обломки монзонит-сиенитов, которые отсутству-

ют в центральной зоне. В этой же кольцевой полосе установлены и обломки бостонитов. Возможно, что изначально здесь располагалась кольцевая дайка бостонитов, раздробленная при последующем газовом взрыве.

По периферии тела брекчированных пород, в пределах палеозойских монцонит-сиенитов и прорывающих их мезозойских аляскитов встречаются крутопадающие брекчиевые дайки северо-западного и северо-восточного простирания, сложенные обломками глинисто-слюдистых сланцев или эпидот-биотитовых роговиков. Мощность даек 2—40 см, в зоне контакта монцонит-сиенитов и аляскитов достигает 6 м, протяженность по простиранию от нескольких метров до 10 м и более. Контакты с вмещающими породами резкие, четкие, слегка извилистые.

Оруденение Булуктайского месторождения представлено минерализованной брекчией, прожилково-вкрапленными рудами и жилами. Они близки по времени формирования, хотя жилы и жильные зоны иногда накладываются на оруденелую брекчию. Рудная минерализация сосредоточена не только в полимиктовой, но и в периферической брекчии.

В процессе формирования Булуктайского месторождения выделяют следующие этапы (и стадии): 1 — редкометально-молибденовый (редкометально-пегматоидная, ранняя эпимагматическая молибденитовая, молибденитовая гидротермальная и кварц-пиритовая стадия); 2 — вольфрамовый (микроклиновая и кварц-микроклиновая, кварц-гюбнерит-шеелитовая и кварц-гюбнерит-сульфидная стадии); 3 — пострудный (стадии кварц-флюоритовая и халцедоновидного кварца). Между первым и вторым этапом произошло внедрение даек аплитов. Минеральный состав оруденения брекчиевого, прожилково-вкрапленного и жильного типов в основном сходный.

Редкометально-пегматоидные жилы первого этапа сопровождаются кварц-микроклиновыми и кварц-микроклин-биотитовыми оторочками. При формировании кварц-молибденитовых рудных тел происходила грейзенизация вмещающих монцонит-сиенитов и аляскитов. Вдоль кварц-гюбнерит-шеелитовых жил наблюдаются кварцево-слюдистые оторочки. Около поздних кварц-флюоритовых жил и прожилков установлены мусковитизация и серицитизация вмещающих пород.

Основное оруденение контролируется кольцевыми разрывами при подчиненной роли крупных тектонических трещин, причем первые наиболее широко проявлены в пределах зон полимиктовой и периферической брекчии, а вторые — в экзоконтактовых монцонит-сиенитах и аляскитах.

Концентрически-зональное распределение характерно не только для брекчий, но и для оруденения Булуктайского месторождения. В кольцевой зоне периферической брекчии в основном сосредоточены молибденовые руды, а в полимиктовой брекчии — вольфрамовые. При этом в эндоконтакте периферической брекчии располагается кольцевая зона наиболее богатых, а ближе к центру —

зона более бедных молибденовых руд. Та же закономерность в распределении богатых и бедных вольфрамовых руд отмечается и в теле полимиктовых брекчий (в центре сосредоточены бедные руды).

Кварц-молибденитовые жилы северо-северо-западного, реже северо-западного и северо-восточного простирания располагаются севернее трубообразного тела в монцонит-сиенитах и аляскитах. Среди полимиктовой брекчии известны единичные кварц-гюбнерит-шеелитовые жилы. В целом процесс рудоотложения на месторождении развивался по центростремительной схеме: ранние минеральные ассоциации отлагались в периферической части трубки, а более поздние — в центре.

**Актюзское рудное поле** (месторождения Актюз, Кутессай, Куперлисай). По данным В. А. Невского, рудное поле расположено в древнем докембрийском блоке среди палеозойских толщ Северного Тянь-Шаня и приурочено к зоне экзоконтакта крупного гранодиоритового батолита. В основании разреза располагаются дорифейские слюдисто-полевошпатовые гнейсы, согласно перекрытые зелеными амфиболовыми сланцами того же возраста. Древние толщи смяты в крупную складку северо-восточного простирания, сводовая часть которой осложнена изоклинальной антиклиналью. Породы рассечены многочисленными крутопадающими разломами, среди которых ведущую роль играют продольные северо-восточные разрывы. Известны также широтные и субширотные разломы и крупные трещины северо-западного и северо-северо-западного простирания, а также диагональные северо-восточные нарушения.

Помимо каледонских гранодиоритов древние толщи рудного поля прорваны линзовидными телами варисских диоритов и монцонит-диоритов, а также трещинным телом клиновидной формы аляскитовых гранитов; все эти интрузивы полого погружаются на северо-восток. В пределах рудного поля установлены и более поздние малые интрузии и жильные породы (в порядке возрастной последовательности): ранние аплиты, порфиоровидные аляскиты, ранние гранофиры, диабазовые порфириты, поздние гранофиры, поздние аплиты, сиенит-аплиты и порфириты.

Над гребнем массива выделяется ряд сателлитовых куполов, над которыми располагаются взрывчатые трубообразные тела брекчированных пород. Всего выявлено шесть трубок: пять в узлах пересечения разломов над сателлитовыми куполами аляскитового массива и одна на окончании тела монцонит-диоритов.

Формы горизонтального сечения трубообразных тел различны: овальные, линзовидные, серповидные, неправильные клиновидные, грушевидные. Длина их по простиранию меняется от 70 до 300 м и более, ширина — от 40 до 190 м.

В большинстве случаев трубки в плане вытянуты в северо-восточном направлении и падают на юго-восток (70—90°), что совпадает с ориентировкой сланцеватости вмещающих зеленых амфиболовых сланцев и гнейсов. Реже наблюдаются тела, удлинен-

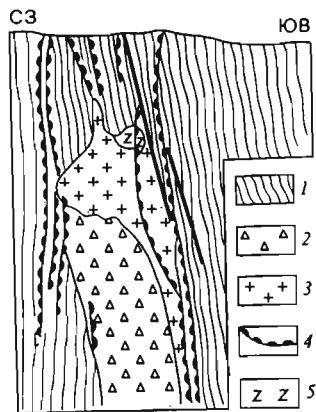


Рис. 50. Геологический разрез трубки взрыва Актюзского месторождения. По В. А. Невскому.  
1 — дорифейские зеленые сланцы; 2 — взрывная брекчия;  
3 — поздние, частично минерализованные гранофиры;  
4 — дайки дорудных порфиров; 5 — договики

ные в меридиональном направлении. Три сближенные трубки месторождения Кутессай на глубине объединяются в единое более крупное тело, вытянутое в меридиональном направлении. Нередко наблюдается разветвление по восстанию одного сравнительно крупного трубообразного тела на более мелкие. Контакты трубок с вмещающими породами четкие, резкие, но, как правило, неровные и шероховатые. Из пяти трубок, связанных с аляскистыми гранитами, трубообразное тело месторождения Актюз и одна из трубок месторождения Кутессай не вскрыты эрозией, от них к современной поверхности отходят лишь дайкообразные тела минерализованных поздних гранофиров (рис. 50).

Трубообразные тела Актюзского рудного поля сложены обломками вмещающих пород, главным образом зелеными амфиболовыми сланцами, реже гнейсами с весьма разнообразным цементом. Помимо этого, в них размещаются штокоподобные тела мелкозернистых порфировидных аляскистов, ранних и поздних гранофиров, мелкие неправильной формы тела и дайки аплитов, сиенит-аплитов, альбититов, диабазовых порфиров и порфиров, а также редкометалльно-полиметаллическое оруденение.

В процессе формирования месторождений Актюзского рудного поля отчетливо выделяются два этапа, разделенные периодом внедрения поздних гранофиров и сопровождающих их более молодых пород. Первый этап объединяет две стадии — раннего высокотемпературного пегматоидного кварца и кварц-мусковитовую.

В первую стадию происходило отложение кварца и незначительных количеств циркона, альбита, ортоклаза и некоторых других минералов. Жилообразной и другой формы выделения кварца первой стадии отчетливо рассекают аляскитовые граниты, мелкозернистые порфировидные их разности и ранние гранофиры. Поздние гранофиры цементируют ранний кварц в брекчированных телах.

С кварц-мусковитовой стадией связаны процессы грейзенизации и серицитизации аляскитовых гранитов и ранних гранофиров

и отложение незначительных количеств пирита, молибденита, касситерита и других минералов.

Во втором этапе выделяются следующие стадии: 1 — молибденит-биотитовая, 2 — касситерит-ортоклазовая, 3 — сульфидно-кварцевая, 4 — безрудная (флюорит-кальцит-кварцевая). В сульфидно-кварцевую стадию поздние гранофиры и частично другие магматические породы подверглись интенсивному окварцеванию, при этом образовались почти мономинеральные кварцевые породы с резко подчиненным количеством галенита, сфалерита и других минералов.

Размеры угловатых обломков брекчий в подавляющем большинстве случаев меняются от сантиметров до нескольких десятков сантиметров; реже встречаются глыбы диаметром до 2 м и более. Милониты практически отсутствуют или встречаются крайне редко. Наибольшим распространением пользуются брекчии, в которых обломки кристаллических сланцев плотно прилегают друг к другу, в более редких случаях незначительные пустоты заполнены разнообразным цементом (сиенит-аплиты, альбититы, ранний пегматоидный кварц, гранофиры, аплиты и др.). Брекчии с существенным преобладанием цемента встречаются редко.

Подчиненное значение в трубках Актюзского рудного поля имеют брекчии, в которых обломки представлены ранними магматическими породами, в том числе минерализованными разностями, а цементом служат более поздние магматические образования и агрегат гидротермальных минералов. В частности, известны брекчии ранних гранофиров, обломки которых сцементированы ранним кварцем; распространены брекчии с обломками раннего кварца, сцементированными поздними гранофирами, аплитами, сиенит-аплитами, альбититами, ортоклазитами и сульфидно-кварцевой минерализацией. Вдоль линейных зон встречаются маломощные участки брекчированных зеленых амфиболовых сланцев, порфиров, поздних гранофиров и сульфидно-кварцевых тел с крустификационным цементом, представленным поздним друзовидным кварцем, кальцитом и флюоритом.

В размещении брекчий, магматических пород и послемагматической минерализации в пределах трубок установлены некоторые закономерности. Так, на их верхних горизонтах по гранофирам развивается сульфидно-кварцевая минерализация, образуя обычно достаточно крупные метасоматические залежи неправильной формы. Ниже располагаются слабо измененные или почти неизменные гранофиры, а также ортоклазиты. В нижних частях трубок преобладают брекчии вмещающих кристаллических сланцев, грейзены и кварц-серицитовые породы, а также небольшие неправильной формы скопления раннего кварца. Крутопадающие дайки диабазовых порфиров и флюорит-кальцит-кварцевые жилы встречаются на всем протяжении трубообразных тел и за их пределами в кристаллических сланцах. Для отдельных трубок характерны некоторые элементы концентрически-зонального строения — полукольцевые полосы в различной степени измененных гранофи-

ров, даек порфиристов, сульфидно-кварцевых и редкометальных жил и брекчий.

Нельзя не отметить, что кольцевое и полукольцевое распределение наиболее характерно для ранней постмагматической минерализации. Рудные тела, возникшие в поздние стадии, размещаются не только вдоль полукольцевых, но и вдоль линейных зон различных направлений. Завершающие процесс формирования месторождений флюорит-кальцит-кварцевые жилы приурочены только к линейным зонам северо-восточного простиранья.

Каждое трубообразное тело характеризуется специфическими особенностями как в распределении брекчий, магматических пород и послемагматических образований, так и в их количественных соотношениях. В частности, мелкозернистые порфировидные аляскитовые граниты, ранние гранофиры и развитые по ним грейзены и кварц-серицитовые породы широко распространены в трубках месторождения Кутессай, но совершенно отсутствуют в трубке месторождения Актюз. Ранний кварц почти полностью слагает одну из трубок месторождения Кутессай, достаточно широко распространен в двух других его трубках и крайне редок в трубке месторождения Актюз. Сульфидно-кварцевое оруденение широко распространено на месторождении Актюз и сравнительно редко устанавливается на месторождениях Кутессай и Куперлисай.

Около трубок, а иногда и в них самих установлены дайкообразные брекчиевые тела небольшой мощности (3—20 см) и протяженности (до 15 м) с крутым (70—80°) северо-западным или юго-восточным падением. Тела имеют плитообразную форму с характерными неправильными шероховатыми и уступообразными контактами, иногда с апофизмами. Сглаженные тектонические поверхности с тектонической глиной в приальбановых частях отсутствуют. Все это говорит о том, что брекчии выполняют типичные трещины отрыва.

По крупности кластического материала выделяются два типа дайкообразных тел — крупно- и мелкообломочные. В первом подавляющая часть обломков имеет размеры 0,5—3 см, а во втором до 3 мм. Угловатые, реже слегка окатанные обломки плотно прилегают друг к другу.

Крупнообломочные брекчии сложены обломками вмещающих пород; в незначительном количестве в них отмечаются обломки порфиристов, аплитов, сиенит-аплитов и альбититов. В мелкообломочных дайках обломочный материал представлен минералами и породами, отсутствующими в непосредственной близости от выходов даек на поверхность: кварцем, микроклином, реже плагиоклазом и биотитом, а также аплитами, сиенит-аплитами, альбититами, зелеными амфиболовыми сланцами или гнейсами, аляскитовыми гранитами, гранофирами и порфиритами. Последние залегают здесь на глубинах 150—200 м. Таким образом, основная масса обломочного материала мелкообломочных даек привнесена с глубины. В трубке месторождения Актюз встречены крупнообломоч-

ные дайки, залегающие среди сульфидно-кварцевых руд и содержащие обломки этих руд.

Судя по составу обломочного материала, дайкоподобные брекчиевые тела — разновозрастные образования: допорфировые, послепорфировые и послерудные.

В длительном и сложном процессе формирования трубообразных брекчиевых тел выделяют шесть основных этапов: 1 — внедрение мелкозернистых порфировидных аляскитов и ранних гранофилов; 2 — движение послемагматических флюидов, из которых произошло отложение раннего высокотемпературного кварца; 3 — поступление послемагматических растворов, под воздействием которых произошла грейзенизация и серицитизация ранних гранофилов и аляскитов; 4 — внедрение поздних гранофилов; 5 — внедрение аплитов и сиенит-аплитов; 6 — последовательное поступление в трубки разновозрастных постмагматических растворов, с которыми связана рудная минерализация Актюзского рудного поля (постмагматический этап).

Трудно утверждать, что все выделенные шесть этапов сопровождалось газовыми взрывами, но для большинства это подтверждается вполне конкретными фактами. Например, отсутствие в трубообразном теле месторождения Актюз ранних гранофилов показывает, что первый этап здесь не был проявлен. Последний, видимо, слабо выраженный взрыв произошел в завершающую стадию постмагматического этапа. С ним связано образование брекчиевых даек с обломками сульфидно-кварцевых руд.

Из шести трубок брекчированных пород Актюзского рудного поля только три, располагающиеся над сателлитовыми куполами аляскитового массива, рудоносны. Очевидно, рудоносными являются трубки с наиболее сложной и длительной историей развития.

**Месторождение Рэдуэлл Бейсин (США).** Комплексное полиметаллическое с редкометальным оруденением месторождение Рэдуэлл Бейсин расположено в пределах рудного пояса Колорадо в узле пересечения системы разломов северо-восточного простиранья Колорадской структурной зоны с поперечными разрывами Кейстоун и Рэдуэлл Бейсин [49], где возник глубокий магмовыводящий канал, по которому позже циркулировали постмагматические растворы. Оруденение локализовано в сложном трубообразном теле брекчированных пород, расположенном над экструзивным куполом риолитовых порфиров миоценового возраста.

В процессе формирования месторождения выделяются два этапа: 1 — внедрение экструзивного купола риолитовых порфиров, над которым возникло взрывное трубообразное тело брекчированных пород; 2 — внедрение (после подвижек по глубинным разломам в узле их пересечения) в зону дробления риолитовых порфиров штока гранит-порфиров и образование над ним более поздней взрывной трубки брекчированных пород, рассекающей ранние магматические тела (рис. 51).

Ранняя трубка в плане имеет форму эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении; его размер 270×450 м. Вторая труб-

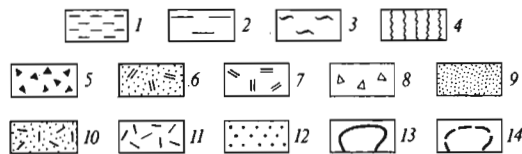
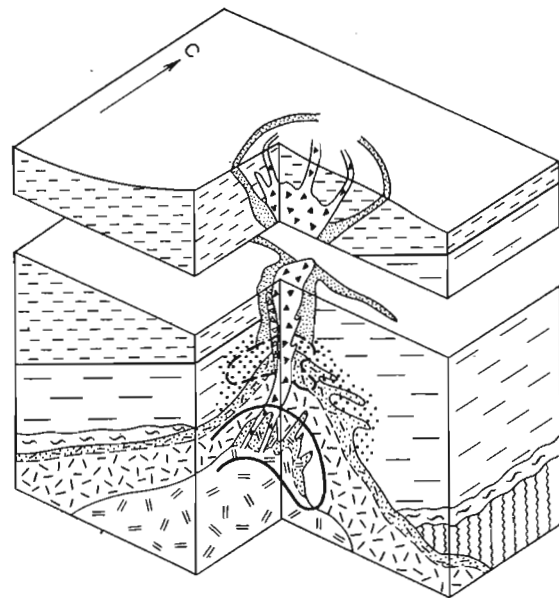


Рис. 51. Блок-диаграмма месторождения Рэдуэлл Бейсин.

1—4 — вмещающие отложения: 1 — кайнозойские, 2 — мезозойские, 3 — палеозойские, 4 — докембрийские; 5—7 — поздняя интрузивная фаза комплекса Рэдуэлл Бейсин: 5 — магматическая брекчия, 6 — аплиты, 7 — гранит-порфиры; 8—11 — ранняя интрузивная фаза: 8 — интрузивная брекчия, 9 — фельзиты, 10 — риолиты, 11 — риолит-порфиры; 12 — роговики; 13 — нижнее рудное тело позднего этапа; 14 — верхнее рудное тело раннего этапа

ка расположена внутри первой, в верхней части имеет эллиптическое поперечное сечение и сменяется с глубиной серией корневых брекчиевых даек. Общая протяженность колонны брекчиевых трубок по вертикали достигает 1000 м.

В пределах месторождения выделяются следующие минерализованные зоны: 1 — верхняя полиметаллическая (Cu, Pb, Zn, Sn), 2 — промежуточная редкометальная (W, Mo, Sn), 3 — нижняя редкометальная. Верхняя телескопированная рудная зона расположена в пределах брекчиевых трубок и достигает максимальных размеров у эрозионной поверхности, постепенно сужаясь к центру трубок. Промежуточная редкометальная зона локализована между вершиной купола риолитов и основанием ранней трубки, образуя перевернутое чашеобразное рудное тело мощностью до 300 м. Аналогичную форму и размеры имеет нижняя рудная зона, расположенная в апикальной части риолитового купола, включая и его контакт со штоком гранит-порфиров. Общий вертикаль-

ный размах комплексного оруденения составляет 1500 м, из которых 1000 м — интервал вольфрам-молибденового оруденения.

Олово-вольфрам-молибденовые зоны формируют штокверковые рудные тела в зонах сочленения различно ориентированных структурных элементов (в основном веерных и краевых трещин), возникших при внедрении магмы. Месторождение Рэдуэлл Бейсин имеет много общего с молибденовым месторождением Клаймакс, но здесь надынтрязивная колонна эксплозивных трубообразных тел брекчированных пород почти не эродирована.

**Железо-редкоземельные месторождения** приурочены к каледонской складчатой области, в строении которой принимают участие осадочные и осадочно-вулканогенные отложения раннего и среднего палеозоя, прорванные разновозрастными интрузивными породами основного и кислого состава. Среди палеозойских толщ района выделяются нижний, средний и верхний структурные ярусы. Нижний ярус представлен песчаниками, сланцами, известняками и эффузивами среднего и основного состава суммарной мощностью 2500 м. В пределах среднего яруса выделяются терригенно-осадочные породы (сланцы, песчаники, конгломераты) с прослоями и линзами известняков мощностью 3000—4000 м. Верхний ярус сложен пестроцветными осадочно-вулканогенными породами нижнего и среднего девона (песчаники, конгломераты, туфопесчаники и туфоконгломераты, а также фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириты, их туфы и туфобрекчии). Общая мощность толщи 10 000 м.

В раннекаледонский этап породы нижнего структурного яруса были смяты в линейные складки меридионального и северо-западного простирания. В этот период произошло внедрение базитов, ультрабазитов и гранитоидов. В позднекаледонский этап отложения были несогласно перекрыты толщами среднего и верхнего структурных ярусов, которые позже были смяты в линейные складки северо-восточного простирания. С позднекаледонским этапом связано внедрение габброидов и диоритов, а также граносиенитов, сиенитов и гранитов.

Железо-редкоземельные месторождения приурочены к узким протяженным зонам субмеридионального простирания, в пределах которых вмещающие девонские толщи были прорваны разобшенными мелкими (от нескольких десятков метров до 0,6 км) изометричного горизонтального сечения штоками субщелочных биотитовых граносиенитов. Нередко эти штоки не выходят на дневную поверхность. Обычно они приурочены к местам пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания.

Оруденение приурочено к трубообразным телам брекчированных пород, которые локализованы в зоне эндо- и экзоконтакта штоков граносиенитов. Иногда они встречаются среди верхнесилурийских сланцев и песчаников, но под ними на глубине всегда располагаются штоки граносиенитов. Падение трубок крутое (70—80°) до вертикального. Формы их горизонтального сечения весьма разнообразны — округлые, близкие к изометричным, линзовидные,

неправильные серповидные и дуговидные. Контакты с вмещающими песчаниками и сланцами резкие, с граносиенитами — менее отчетливые. Трубки выполнены остроугольными или слегка окатанными обломками вмещающих сланцев, песчаников, алевролитов, реже известняков и грейзепизированных и карбонатизированных граносиенитов, грейзенов и карбонатных метасоматитов. Встречаются также обломки сидерита, барита, кварца, флюорита и других минералов. Размеры их меняются в широких пределах — от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров; встречаются глыбы до 0,5 м в поперечнике и крупнее. Обломки сцементированы рудой флюорит-барит-сидеритового состава. Часто более крупные обломки цементируются мелкими; милонит и тектоническая глина в цементе отсутствуют. Сложная история формирования трубообразных тел обусловлена неоднократным проявлением газовых взрывов, что подтверждается наличием разновозрастных брекчий.

В рудах месторождений установлены: сидерит, барит, баритоцелестин, флюорит, гематит, бастнезит и другие минералы. Кроме железа, бария, фтора и редких земель в рудах отмечается повышенное содержание стронция и молибдена. По содержанию железа выделяются флюорит-барит-сидеритовые и флюорит-барит-гематитовые руды; первый тип руд — ведущий.

### Механизм формирования

Существуют различные гипотезы о механизме образования explosивных трубок брекчированных пород: 1 — внутриминерализационное обрушение, 2 — дробление пород в узлах пересечения разломов, 3 — гравитационное обрушение, 4 — действие восходящих напорных газированных вод, 5 — преобразование трещинного канала в трубообразный при достаточно длительном истечении напорных газовых струй, 6 — газовые взрывы, 7 — внезапные выбросы, 8 — процесс формирования магматических диапиров.

А. Локк и Д. А. Томсон предполагали возможность образования explosивных трубок в процессе внутриминерализационного обрушения дробленых пород в узлах пересечения крутопадающих разломов. Обращая основное внимание на обрушение пород, гипотеза не объясняет часто наблюдаемое в трубках перемещение обломков вверх, поэтому она не получила распространения среди геологов.

Многие исследователи объясняют образование брекчий трубообразных тел дроблением пород в узлах пересечения тектонических разломов. Например, Г. С. Момджи именно такое дробление считает причиной образования брекчий трубообразных тел Ангара-Илимской железорудной провинции. Наличие столбообразных рудных тел в узлах пересечения разломов и крупных трещин общеизвестно. Однако они существенно отличаются от explosивных трубок по морфологии, типам брекчий, особенностям их размещения и типам трещинной тектоники.

Разновидностью тектонической гипотезы являются представления Ф. Ш. Раджабова о генезисе трубообразных тел Актюзского рудного поля, расположенных среди вертикально залегающих тонкосланцеватых кристаллических сланцев. По его мнению, трубообразные тела здесь возникли в процессе горизонтальных подвижек по плоскостям сланцеватости вмещающих пород, при этом произошло завихрение и скручивание тонкосланцеватых пород в трубообразные тела с последующим их дроблением до брекчий. Эта гипотеза не объясняет наличия в брекчиях обломков существенно различных размеров. К тому же при детальном изучении трубок около них не было обнаружено каких-либо признаков завихрения и скручивания вмещающих пород.

Е. П. Бессолицин, основываясь на данных изучения Октябрьского месторождения, которое приурочено к субвертикальному трубообразному телу брекчированных пород, высказал предположение о приуроченности всех месторождений Ангара-Илимской железорудной провинции к гигантским карстовым воронкам обрушения, развившимся над глубинным карстом в соленосных отложениях раннего кембрия. Действительно, такие воронки в районе существуют, но брекчий в них имеют различную генетическую природу.

Трубка Коршуновского месторождения, например, расположена в центре крупной карстовой воронки и по периферии сложена брекчией обрушения, а в центральной части — брекчиями, перемещенными вверх [5].

Образование перемещенных вверх брекчий В. А. Дунаев связывает с воздействием активизированных магматическим телом (внедрение долеритов) напорных газированных глубинных вод, которые под большим давлением устремлялись по трубообразному телу брекчий обрушения. При этом они дробили более крупные обломки, переносили их снизу вверх и придавая многим округлую форму. Близкую точку зрения на генезис подобных брекчий высказал А. А. Пэк.

Принимая эту гипотезу, мы тем самым ограничили бы глубину трубок нижним уровнем соленосных отложений, т. е. глубиной возникновения карста. Однако известно, что в трубках встречаются обломки пород фундамента (гранитов и гнейсов) и поэтому их корни, по мнению авторов, уходят ниже подошвы платформенного чехла [34].

Г. Вильямс высказал мнение о возможности образования explosивных трубок брекчированных пород в процессе достаточно длительного истечения напорных газовых струй через трещинный канал, который постепенно преобразуется в изометричный трубообразный. К аналогичному выводу пришел и Г. Клоос на основе изучения швабских трубок. Позже гипотеза была поддержана Д. Рейнольдс, Л. А. Новиковым, Р. М. Слободским и Г. Н. Туговиком. Гипотеза удачно подтверждается наблюдениями над извержениями — вулканов Исландии, Мексики, Заира и других стран (Р. Дэли, С. В. Обручев, Г. Корвин, К. Биркенбайер,

П. Харрис, С. Сельф, Н. Гейверн, Г. Макдональд, Т. Уэлси, С. А. Федотов, Л. А. Павлов, Р. М. Слободской).

В начале извержения бурное выделение паров, газов и пирокластического материала происходит через достаточно крупную, постепенно расширяющуюся трещину отрыва. Через некоторое время (от одного часа до пяти суток) трещинный канал постепенно преобразуется в трубообразный, а сама трещина на флангах постепенно залечивается.

Такое преобразование трещинного канала в трубообразный развивается, по мнению Л. А. Новикова и Р. М. Слободского, сверху вниз, так как у поверхности газовые струи имеют не только максимальную скорость истечения, но и максимальную насыщенность мелкими обломками, интенсивно разрушающими стенки трещин.

Описанный механизм хорошо объясняет часто наблюдаемое дифференцированное распределение обломков в трубках. Например, одни из них оказываются перемещенными вниз от своего первоначального положения на сотни метров (иногда и до 1 км), другие в той же трубке, наоборот, приподняты на сотни метров.

Предложенная гипотеза вполне приемлемо объясняет образование подавляющего большинства трубообразных тел брекчированных пород, которые связаны с подкоровыми магмами. Гипотеза подтверждается наблюдениями над извержением вулканов океанических островов (вулкан Мауна-Лоа и др.) — сквозь жидкую и весьма подвижную базальтовую лаву здесь спокойно выделяются фонтанирующие газовые струи.

В то же время хорошо известно, что извержения вязкой кислой лавы всегда сопровождаются взрывами (Г. Тазиев, Н. В. Лучицкий, А. Риттманн, Г. Макдональд, К. Н. Рудич и др.). Поэтому мы полагаем, что механизм формирования многочисленных трубок, связанных с кислыми магмами, можно объяснить только газовыми взрывами. Кроме того, постепенное изменение трещинного канала в трубообразный совершенно невозможно для трубок, которые в момент их формирования не достигали дневной поверхности. А таких трубок немало.

С. И. Кастровицкий и Б. М. Владимиров на основе энергетических расчетов, проведенных с учетом современных представлений о взрыве, пришли к выводу, что кимберлитовые трубки могли возникнуть в процессе серии последовательных камуфлетных взрывов. Последний (приповерхностный) достигал дневной поверхности и поэтому в верхней части разреза трубок часто наблюдается расширяющийся вверх раструб. Взрывы могли возникнуть в процессе адиабатического расширения газов при скачкообразном уменьшении давления. Возможен и другой механизм взрыва, обусловленный взаимодействием двух газовых фаз, которое протекало по типу цепной реакции. То, что такие взрывы в природе возможны, показывают данные Г. Н. Ковалева и др., которые наблюдали воздушные вулканические взрывы в период трещинного извержения вулкана Толбачик. По их мнению, взрывы произошли

за счет взаимодействия, которое развивалось по типу цепной реакции высокотемпературных вулканических газов с кислородом воздуха. Эти данные показывают, что формирование трубообразных тел брекчированных пород, связанных с подкоровыми магмами, в ряде случаев возможно и за счет газовых взрывов.

Противники предложенной гипотезы считают, что в процессе взрывов не может возникнуть та форма, которая свойственна взрывным трубкам, т. е. при взрыве над взрывной камерой обязательно должна располагаться воронка выброса горных пород, которая у взрывных трубок не обнаруживается. Такое утверждение противоречит опыту взрывников, участвующих в сейсморазведке, которые производят взрывы в специально пробуренных буровых скважинах.

А. Т. Казаков показал, что форма камеры разрушенных пород определяется соотношением между радиусом воронки ( $R$ ) и глубиной взрыва от поверхности ( $H$ ):  $R/H = h$  ( $h$  — показатель взрыва). В тех случаях, когда  $h > 1$ , возникает воронка выброса горных пород с наклоном ее поверхности в  $40-45^\circ$ . При больших глубинах взрыва заряда той же мощности, когда  $h = 1$ , образуется воронка с углом наклона поверхности около  $60^\circ$ . При дальнейшем углублении заряда полость разрушенных пород приобретает цилиндрическую форму. И, наконец, при глубине взрыва, превышающей радиус воронки в несколько раз, происходит подземный взрыв-камуфлет. Казалось бы, что возникшая при этом взрывная камера должна быть полностью заполнена разрушенной породой. На самом деле заполняется только нижняя ее часть, выше которой находится пустота. Избыток объема возникает за счет резкого уплотнения вмещающих пород при взрыве.

В момент подземного взрыва горные породы около скважины вспучиваются на 10—15 см, а затем возвращаются в исходное положение; вокруг скважины образуются радиальные и концентрически ориентированные трещины. Возникшая при взрыве и незаполненная обломками подземная камера остается устойчивой достаточно длительное время (иногда много месяцев), а затем под влиянием гравитационных сил происходит обрушение пород и образуется поверхностная воронка оседания.

Г. Родин показал, что аналогичные процессы наблюдались и при подземных ядерных взрывах. При взрыве Рейнер полость обрушилась через несколько минут после взрыва, образовав цилиндрическую колонку, наполненную дробленым материалом. Колонка вытягивалась вверх по мере обрушения свода полости. После взрыва Хардхет полость сохранялась в течение одиннадцати часов.

Таким образом, самое главное во взрывном механизме формирования трубок — образование серии последовательно развивающихся камуфлетных взрывов относительно небольшой мощности. Поэтому есть основание думать, что многие взрывные трубки, связанные с кислыми магмами, формировались в процессе неод-

нократных газовых взрывов следующим образом. Во время подземного взрыва возникала цилиндрическая взрывная камера, нижняя часть которой заполнялась сравнительно небольшими обломками вмещающих пород, а выше размещалась пустая полость, которая сохранялась, видимо, достаточно длительное время. Позже она заполнялась обломками при внезапных выбросах, а также за счет гравитационного обрушения кровли. Поэтому крупные глыбы среди относительно небольших обломков, столь характерные для взрывных трубок, видимо, возникали не при взрывах, а значительно позже — в процессе внезапных выбросов и гравитационного обрушения.

В. Н. Павлинов и В. Л. Михеенко полагают, что взрывные трубки следует рассматривать как магматические диапиры. С этим представлением нельзя согласиться, так как механизм их образования значительно сложнее. В то же время все трубки, связанные с кислыми магмами, начинали свое формирование с внедрения того или иного магматического расплава в верхние горизонты земной коры в виде купола с газовым колпаком в апикальной части. Именно в этот этап проявлялся механизм магматического диапира. Магма давила на кровлю, дробила и прорывала ее. При этом газы врывались в возникающие в кровле купола радиальные и концентрические трещины и расширяли их. В том случае, когда внедрение магматического расплава происходило вдоль крутопадающего разлома, разлом под давлением магмы приоткрывался и вдоль него возникало дайкообразное тело.

При дальнейшем подъеме магмы процесс мог развиваться двояко: если трубка связана с кислой магмой, мог произойти газовый взрыв; если трубка связана с основной магмой, могло начаться постепенное расширение трещинного канала и превращение его в трубообразный.

Подъем магмы и вырывающихся из нее газов оказывает мощное воздействие на породы кровли, которая при этом вспучивалась. В экзоконтакте трубки возникали радиальные, а также полукольцевые и кольцевые субцилиндрические центриклинальные трещины; по трещинам развивались взрывные перемещения; происходило задиранье пластов осадочных пород. При последующем оттоке магмы ее силовое воздействие на вмещающие породы было направлено сверху вниз, поэтому около взрывных трубок часто наблюдаются изометричной или овальной формы депрессии, иногда с изгибом пластов осадочных пород вниз.

Наличие во многих трубках серии магматических тел различного состава (до семи типов) показывает, что формирование их было достаточно длительным и воздействие магмы на вмещающие породы с ориентировкой усилия снизу вверх и наоборот (сверху вниз) повторялось неоднократно. Это подтверждается наличием кольцевых полос рассланцованных пород мощностью в первые десятки сантиметров в эндо- и экзоконтактных областях взрывных трубок.

## СТРУКТУРНЫЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

### СТРУКТУРНЫЕ И MORFOЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудные тела, образующие месторождения и рудные поля в структурах кольцевого типа, несут в себе в первую очередь черты, свойственные кольцевым системам. Вместе с тем, как уже отмечалось, рудокализующими нередко оказываются наложенные линейные разрывы, в результате чего формируются сложные рудные образования с сочетанием штокообразных, цилиндрических, конических центриклинальных, иногда периклиналильных тел, дуговидных и линейных жильных и прожилковых зон и метасоматических залежей. В отличие от линейных, рудные тела кольцевого типа характеризуются более крупными размерами. Например, алмазоносные трубки, редкометальные карбонатитовые штоки и апатитоносные конические тела прослеживаются на глубины, превышающие 1 км, а площадь их горизонтального сечения измеряется десятками квадратных километров. В такого рода рудных телах заключены огромные рудные ресурсы, соответствующие по масштабам весьма крупным промышленным объектам. Руды кольцевых магматических комплексов представлены сплошными, прожилковыми и вкрапленными типами, при этом обычно встречается сочетание нескольких текстурно-структурных разновидностей руд в границах отдельного месторождения и даже отдельного рудного тела.

Многие классификации рудных тел основаны главным образом на структурных и морфологических признаках оруденения [4, 12, 23, 34, 43, 45]. Применительно к рудоносным кольцевым структурам систематика рудных тел и месторождений разработана В. А. Невским и В. Н. Котляром [22], которые использовали в качестве классификационного признака и структурную позицию рудных тел и месторождений. В настоящей работе за основу принята классификация В. А. Невского с некоторыми дополнениями, учитывающими главные типы рудоносных структур и структурную позицию рудных тел (табл. 7).

**Рудные тела в интрузивах центрального типа.** Гранитоидные, щелочные, основные, ультраосновные и щелочно-ультраосновные интрузивы центрального типа содержат рудные тела различных полезных ископаемых — урана, тория, редких земель, ниобия, тантала, циркония, фосфора, железа, титана, хрома, никеля и др. Это самые крупные из рассматриваемых рудоносных структур, размеры которых достигают многих десятков километров. Рудные тела, локализованные в интрузивах в форме штоков, кольцевых конических и цилиндрических, а также радиальных жило- и линзообразных тел, заключают в себе огромные ресурсы минерального сырья, разработка которого доступна наиболее экономичным открытым способом.

Структурные типы месторождений и рудных тел

| Тип рудоносной структуры                             | Структурная позиция рудных тел                                  | Морфологические типы рудных тел                                                                                                                                   | Примеры месторождений                                                                  |
|------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|
| Интрузивы центрального типа                          | Центральные части интрузивов                                    | Цилиндрические, конические, пластообразные тела, столбообразные штокверковые тела                                                                                 | Арбарастах (СССР); Палабора (ЮАР)                                                      |
|                                                      | Периферические (эндо-контактные) части интрузивов               | Столбообразные, конические, кольцевые, радиальные тела сплошных и штокверковых руд                                                                                | Ковдор (СССР)                                                                          |
|                                                      | Комбинированная                                                 | Сочетание различной формы жилообразных тел, штокообразных тел и рудных залежей                                                                                    | Ковдор, Вуориярви (СССР)                                                               |
| Штоки и интрузивные купола                           | Внутри штоков и куполов                                         | Штокообразные, цилиндрические, конические, кольцевые, дуговидные тела штокверковых руд; линейные и кольцевые жилы; метасоматические залежи                        | Бингем (США); Альтенберг (ГДР)                                                         |
|                                                      | Над штоками и куполами (надынтрузивная)                         | Столбообразные тела штокверковых руд, жилы и жильные зоны линейных, кольцевых и радиальных систем                                                                 | Клаймакс (США)                                                                         |
|                                                      | Комбинированная                                                 | Сочетание различной формы штокверков, жил и метасоматических залежей                                                                                              | Клаймакс (США); Джанет (СССР)                                                          |
| Вулканы центрального типа, неки, экструзивные купола | Внутринекковая, внутрикупольная, околонекковая, комбинированная | Одно- и многосистемные линейные жилы и жилообразные тела; кольцевые, дуговидные, радиальные жилы; штокообразные тела и метасоматические залежи неправильной формы | Асио (Япония); Тороро (Уганда); Канганкунде (Малави); Потоси (Боливия); Сакырымб (СРР) |
| Кальдеры                                             | Внутрикальдерная                                                | Линейные жилы, жилообразные тела и штокверковые зоны кольцевой и радиальной ориентировки; макроштокверки и гнезда                                                 | Караоба, редкометалльные м-ния Забайкалья (СССР)                                       |
|                                                      | Краевые кальдерные разломы                                      | Жильные и различной формы штокверковые рудные тела, метасоматические залежи                                                                                       | М-ния Средней Азии                                                                     |
|                                                      | Околокальдерная                                                 | Радиальные и кольцевые жилы и жилообразные тела штокверкового строения                                                                                            | Сильвертон, Лейк-Сити (США)                                                            |
|                                                      | Комбинированная                                                 | Жилы, штокверки, трубообразные тела, гнезда, линзы с зонами кольцевой и радиальной ориентировки                                                                   | Крипл-Крик (США)                                                                       |
| Эксплозивные трубки                                  | Внутритрубовая                                                  | Штокообразные, линзообразные, жилообразные тела линейной и кольцевой формы                                                                                        | Хинганское, Актюзское, Коршуновское, трубка «Мир» (СССР)                               |
|                                                      | Комбинированная                                                 | Оруденелые трубки брекчий; линейные и кольцевые жилы; метасоматические залежи                                                                                     | Буруктайское (СССР); Серро-де-Паско (Перу)                                             |

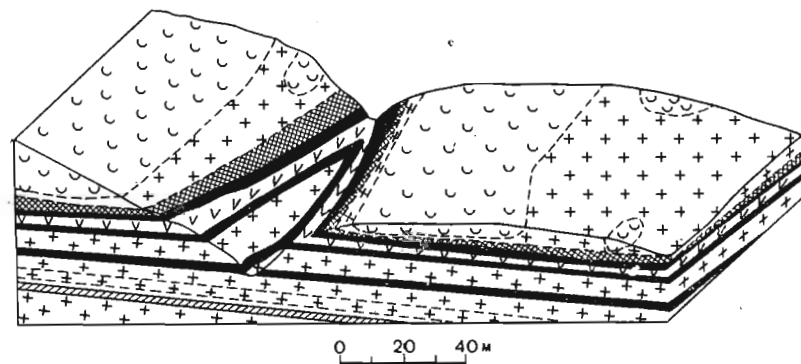


Рис. 52. Схема геологического строения одного из участков расслоенного магматического месторождения. По М. Золотарю.

1 — уртит с мурманитом и лопаритом; 2 — лопаритовый луаврит; 3 — бедный лопаритом луаврит; 4 — лейкократовый луаврит; 5 — фойяит; 6 — эгириновый нефелиновый сиенит; 7 — луаврит со сфеном

В стратифицированных интрузивных массивах типа Хибинского и Ловозерского рудные тела залегают конформно общей структуре массивов. Общая длина по простиранию так называемой рудоносной Юго-Западной дуги Хибинского массива превышает 11 км, по падению — 2 км. Содержание апатита в них 25—95 %. Лопаритсодержащие рудные пласты Ловозерского массива при незначительной мощности протягиваются почти через весь массив (рис. 52).

Месторождения карбонатитового типа характеризуются крупными запасами комплексных руд, сосредоточенных в штокообразных, конических, цилиндрических и неполнокольцевых жиллообразных телах [39]. Руды преимущественно вкрапленные и прожилково-вкрапленные, сплошные руды свойственны лишь месторождениям железа, титана и флюорита. Главная практическая ценность карбонатитовых месторождений — пироксеновые вкрапленные руды, которые в начале второй половины текущего века приобрели значение ведущего промышленного источника ниобия. Более 90 % всех запасов ниобия капиталистических стран сосредоточено в пироксеноносных карбонатитах. Самые крупные ниобиевые месторождения: Араша и Тапира (Бразилия), Ока (Канада), Паудерхорн (США), Луэш (Заир), Мрима (Кения), Сукулу (Уганда), Мбея (Танзания), Фен (Норвегия), Альне (Швеция) и др. — разведаны, осваиваются или эксплуатируются. Среднее содержание  $Nb_2O_5$  в карбонатитовых массивах 0,1 %. По бортовому содержанию  $Nb_2O_5 > 0,1$  % в пределах массивов выделяются крупные штоки, зоны, жилло- и линзообразные тела, измеряемые по простиранию сотнями метров, реже первыми километрами и по мощности — десятками и первыми сотнями метров, в которых содержа-

ние  $Nb_2O_5$  варьирует от первых десятых долей процента до 4 % и в большинстве случаев составляет 0,2—0,7 %. Запасы  $Nb_2O_5$  в такого типа месторождениях оцениваются в сотни тысяч тонн, в отдельных уникальных объектах — в несколько миллионов тонн. Пироксеновые (ниобиевые) месторождения относятся к числу самых распространенных из месторождений, связанных с формированием карбонатитов. Из 250 карбонатитовых массивов мира каждый третий характеризуется в той или иной мере проявлением минеральных типов месторождений этой группы [41].

Фосфор-железородная (апатит-магнетитовая) группа месторождений относится к числу достаточно распространенных рудных образований, связанных с комплексами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Проявления ее установлены в 25 массивах, в том числе в 7 массивах — Палабора (ЮАР), Букусу (Уганда), Ковдор, Арбарастах, Вуориярви, Ессей, Ыраас (СССР) — масштабы развития руд достигают уровня средних и крупных месторождений. Однако разработка апатит-магнетитовых руд с получением кондиционных магнетитовых и апатитовых концентратов ведется пока лишь на двух массивах — Палабора и Ковдор.

Рудные тела локализуются, как правило, в центральных и эндоконтактовых частях массивов. По механизму образования выделяются два типа рудных тел: 1 — метасоматические тела и зоны, возникшие в условиях активного взаимодействия рудных растворов с вмещающими породами и характеризующиеся широким рядом петрографических серий с многочисленными останцами и реликтами субстрата (Арбарастах, Ковдор); 2 — жиллообразные (дайкоподобные) тела с выдержанным минеральным составом (Дорова, Немегос и др.). Размещение обоих типов рудных тел контролируется системой конических и цилиндрических трещин, а также неполнокольцевыми дуговидными и серповидными трещинами, возникшими под влиянием внутренних эруптивных сил в ходе завершающих прекарбонатитовых фаз становления магматического комплекса пород. Форстерит-апатит-магнетитовые, форстерит-магнетитовые, апатит-магнетитовые и апатит-магнетит-флогопитовые минеральные ассоциации рассматриваются большинством исследователей как синкарбонатитовые образования. Вместе с тем этот специфический комплекс апатит-магнетитовых руд имеет свои особенности геологической структуры и минерального состава. Находясь в тесной связи с ранними кальцитовыми карбонатитовыми телами, руды приурочены обычно к периферическим частям, образуя кольцеобразные окаймления карбонатитовых штоков (Букусу), либо кольцевые и неполнокольцевые (дуговидные и серповидные) периклинальные и центриклинальные тела (Вуориярви, Немегос).

Штокообразные тела апатит-магнетитовых руд известны в массивах Палабора, Арбарастах и Ковдор (рис. 53; см. рис. 10, 11, 13). Площадь их поперечного сечения 0,5—3 км<sup>2</sup>, тела прослеживаются на значительную глубину. В таких крупных штокообраз-

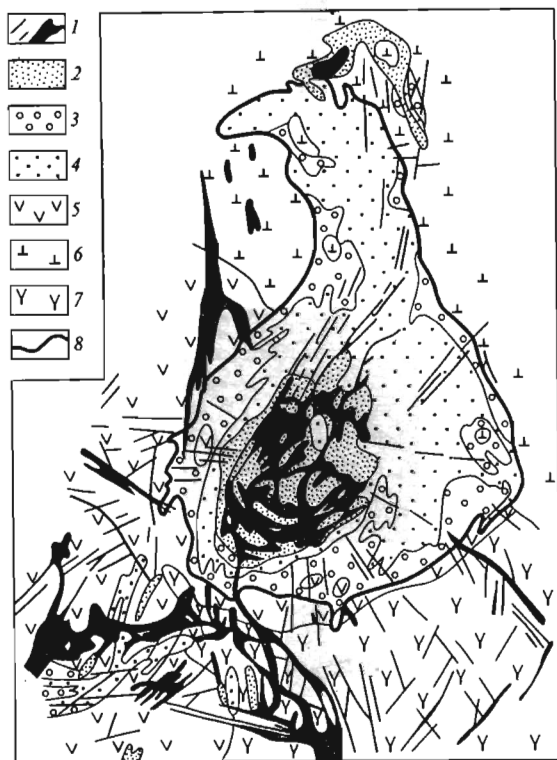


Рис. 53. Строение главного рудного тела Ковдорского месторождения. По В. А. Дунаеву.

1 — тела форстерит-кальцитовых карбонатов; 2 — апатит-кальцит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые руды; 3 — апатит-форстеритовые породы; 4 — апатит-силикатно-магнетитовые руды; 5 — ильмениты; 6 — пироксениты; 7 — фениты; 8 — граница развития апатит-силикатно-магнетитового комплекса

ных или кольцевых жильных тел сосредоточены запасы в десятки и сотни миллионов тонн железа и фосфора. Содержание магнетита в рудах составляет 30—50 (реже 80) %, апатита 10—50 %. Важно подчеркнуть комплексный характер месторождений рассматриваемого типа. В их рудах обычны бадделит, пирохлор (гатчеттолит) и другие минералы, ценность которых может превышать ценность основного компонента.

Поликомпонентная (TR, Nb, Cu, Pb, Zn, Fe, Sr, Ba) группа месторождений получила развитие в массивах, характеризующихся проявлением поздних карбонатов анкеритового, анкерит-доломитового и сидеритового состава. Карбонаты и локализованные в них главным образом вкрапленные и прожилково-вкрапленные полиминеральные руды слагают штокообразные, кольцевые и неполнокольцевые жильные тела, приуроченные преимущественно к центральным частям массивов (см. рис. 27). Для месторождений этой группы характерны уже не только кольцевые, но и

линейные тела, жильные и штокерковые зоны, которые прослеживаются вдоль тектонических нарушений, иногда выходя за пределы рудоносных массивов. Горизонтальное сечение штокообразных тел округлое, осложненно-овальное; площадь их 0,1—0,5 км<sup>2</sup>. Жильные тела прослеживаются по простиранию до 1 км при мощности от первых метров до нескольких десятков метров. На отдельных месторождениях рудные тела разведаны до глубины 500 м и более. Например, в пределах карбонатитового штока Палабора (ЮАР) рудное тело размером 200×600 м протягивается по вертикали на 900 м (см. рис. 13). Штокерковый характер оруденения типичен для редкометальной минерализации преимущественно поздних стадий карбонатитового процесса.

**Рудные тела в куполах и штоках интрузивных пород.** При образовании субвулканических штокообразных тел кварцевых порфиров, гранит-порфиров, дацитов и других пород интрузирующая магма формировала кольцевые зоны повышенной трещиноватости, иногда брекчирования. В такого типа кольцевых конических, цилиндрических и радиальных структурах локализуются многочисленные медные, молибденовые, вольфрамовые и оловорудные месторождения. Особенно широким распространением пользуются комплексные медно-молибденовые месторождения, часть которых может быть отнесена к структурному типу трубок взрыва, так как рудовмещающие штоки порфировых пород претерпели многократное интенсивное брекчирование. Установлено последовательное повышение содержания молибдена в рудах более молодых месторождений. Кроме того, молодые месторождения характеризуются в целом более богатыми рудами и большими запасами. Крупнейшие по запасам объекты имеют кайнозойский возраст.

Имеющиеся для 30 месторождений статистические наблюдения свидетельствуют о закономерной ориентировке рудных прожилков и локализации их в системах трещин, связанных с формированием порфировых штоков или с наложенными тектоническими разрывами. В штокерковых рудных телах преобладают прожилки мощностью 1—10 мм и протяженностью от сантиметров до десятков метров. Наряду с прожилковой присутствует вкрапленная рудная минерализация. По данным В. С. Попова [28], существенно прожилковые руды развиты на 50 % объектов, существенно вкрапленные — на 20 %, остальные характеризуются прожилково-вкрапленными рудами.

Основные рудные тела сложены первичными гипогенными халькопиритовыми и (или) борнит-халькопиритовыми рудами. В некоторых месторождениях отмечаются халькозинные руды зоны вторичного сульфидного обогащения, гипергенные руды зоны окисления и смешанные руды.

Промышленные контуры рудных тел не имеют естественных геологических границ, так как устанавливаются по данным опробования в соответствии с принятым бортовым содержанием: для большинства месторождений 0,25—0,5 % меди, а для существенно молибденовых месторождений 0,03—0,08 % молибдена. Вместе с

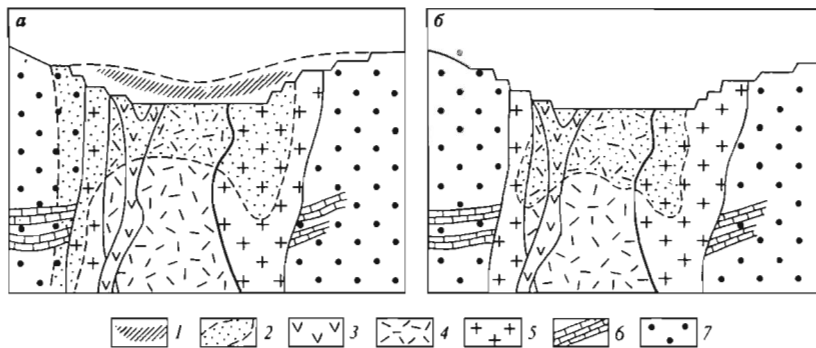


Рис. 54. Распределение первичного медного (а) и молибденового (б) оруденения в рудном теле месторождения Бингем. По Джемсу.

1 — зона вторичных халькозиновых руд (в настоящее время отработана); 2 — первичные руды; 3 — кварцевые латиты; 4 — гранит-порфиры; 5 — граниты; 6 — известняки; 7 — кварциты

тем основное значение в формировании общих очертаний рудных тел принадлежит кольцевым цилиндрическим и коническим трещинам. Характеризуясь в целом цилиндрической, конической или серповидной формой, рудные тела обладают неоднородным внутренним строением, обусловленным чередованием богатых, бедных и пустых участков. Это придает рудным телам зонально-кольцевое строение, в ряде случаев осложненное линейно вытянутыми зонами при существенной роли рудолокализирующих линейных трещинных структур. Иногда рудные тела имеют форму перевернутой чаши, как бы насаженной на апикальную часть штока гранитоидов (Бингем, Клаймакс, Гендерсон) (рис. 54). Встречаются рудные тела цилиндрической или конической формы с пустой сердцевинкой. Нередко промышленные руды образуют неполное кольцо по периферии или вокруг порфирового штока; в этом случае они как бы составляют фрагменты цилиндрических и конических тел, имеющих в плане серповидные и дуговидные очертания. В других случаях прожилково-вкрапленное оруденение охватывает весь объем порфировых интрузивов, формируя штокообразные рудные тела. Рудные тела, форма которых определяется морфологией порфировых интрузивов, пользуются преимущественным распространением по сравнению со штокверками другой конфигурации. На месторождениях Бингем, Санта-Рита, Моренси размеры рудных тел в горизонтальном сечении составляют  $(0,7-1,5) \times (2,0-3,0)$  км.

Вертикальная протяженность промышленного оруденения на месторождениях рассматриваемого типа весьма значительна, 1000—1500 м по данным бурения.

**Рудные тела в вулканах центрального типа, неках и экстрозивных куполах.** Эти структуры представляют собой продуктивные образования многих полезных ископаемых — олова, золота, меди, молибдена, вольфрама, железа, урана, редких земель, ниобия,

флюорита, ртуты и др. Наиболее распространены жилы и жилообразные тела, в меньшей мере штоки и неправильной формы метасоматические залежи. Рудные жилы имеют кольцевые, полукольцевые, дуговидные очертания, радиальную или односистемную ориентировку, определяемую разрывными нарушениями, секущими вулканические аппараты. Широко развитая мелкая трещиноватость и благоприятные физико-механические свойства вулканитов обуславливают сложное внутреннее строение рудных тел, когда наряду с жилами широко развито прожилковое и вкрапленное оруденение.

Сульфидное месторождение Асио (Япония) комплексных, существенно медных руд локализовано в риолитах конического (вершиной вниз) вулкана. В контурах месторождения развиты две системы рудных жил в трещинах скалывания, из которых одна образует веер жил, расширяющийся вверх от жерла. Во вмещающих сланцах залегают вкрапленные и массивные руды в форме рудных залежей, приуроченных к зоне пересечения сколовыми трещинами плоскостей напластования кремнистых сланцев (см. рис. 28).

Вулкан центрального типа Муамбе (Мозамбик) диаметром 6,5 км, сохранивший первоначальные очертания с чашеобразным кратером, вмещает жилообразные дуговидные и неправильной формы тела сидеритовых карбонатитов и флюоритсодержащих полевошпатовых брекчий [11].

Оруденелый неkk измененной полевошпатовой брекчий и карбонатитовых агломератов Канганкунде (Малави) локализует небольшие штокообразные и дуговидные жилообразные тела редкоземельных и фосфатных руд. Отмечаются они и за пределами главного некка, на расстоянии до 1 км и более. Дуговидные и полукольцевые жилообразные рудные тела известны также в неках полевошпатовой брекчий и агломератов Сонгве, расположенных южнее карбонатитового вулканоплутона Чилва (Малави) [11].

Жилы и жильные зоны олово-серебряных руд пересекают экстрозивный купол дацитов месторождения Потоси (Боливия). Большая часть рудных жил сосредоточена в пределах купола. Рудные тела образуют протяженные системы крутопадающих жил северо-восточного простирания, наиболее крупные жильные системы (Тахо-Поло, Эсинас и Боливар) прослежены на глубину до 1000 м (см. рис. 30).

**Рудные тела в кальдерах проседания.** Рудные тела располагаются внутри кальдер, в зоне краевых кальдерных разломов, в экзоконтактовых областях, а также за пределами кальдеры. В подавляющем большинстве случаев руды сосредоточены в вулканогенных толщах и рассекающих их субвулканических телах. Размещение рудных тел контролируется как кольцевыми, так и линейными тектоническими разрывами, количественные соотношения между которыми меняются в широких пределах. В ряде случаев кольцевые, в меньшей мере линейные рудовмещающие разрывы сосредоточены в вулканах центрального типа, расположенных в пределах кальдер.

Среди рудных тел наиболее широким распространением пользуются сближенные небольшие жилы, линзы и удлиненные тела, в совокупности создающие неправильной формы макроштокверки (Карабашская кальдера и др.). Известны также: 1 — крупные залежи с прожилково-вкрапленным оруденением в зоне пересечения вееров расщепления разломов с пластовым экранирующим горизонтом (редкометалльные кальдеры); 2 — маломощные (реже мощные) пластовые тела, приуроченные к пористым и трещиноватым породам, экранированным в подошве и кровле (редкометалльные кальдеры); 3 — сеть сближенных параллельных относительно маломощных рудных жил, создающих макроштокверки в пределах пластиновидных блоков пород, ограниченных параллельными разломами (редкометалльные кальдеры); 4 — жильные и жилообразные рудные тела (Сильвертон, Крипл-Крик и др.); 5 — трубообразные тела в узлах пересечения трещин различной генетической породы. В кальдерах покровного типа в пределах областей тектоно-магматической активизации основное значение имеют рудные тела, приуроченные к тектоническим разрывам.

**Рудные тела в взрывных трубках.** Морфология рудных тел и их размещение весьма разнообразны, в большинстве случаев вся трубка с выполняющей ее брекчией представляет собой рудное тело (кимберлитовые трубки). В соответствии с особенностями морфологии выделяют образования трех гипсометрических уровней взрывных трубок: 1 — верхней кратерной части с коническим окончанием в виде раструба; 2 — средней субцилиндрической (диатремовой) части с постепенным уменьшением поперечного сечения с глубиной, некоторые диатремы имеют конусную форму; 3 — глубинной дайкообразной или более сложной формы зоны дробления и смятия. Переход диатрем в дайкообразные тела наблюдается на глубинах 500—1000 м. Общая глубина кимберлитовых трубок, включая дайкообразный интервал, достигает 2 км. К экзоконтакту трубок иногда примыкают пластовые силлы кимберлитов.

Трубки Ангаро-Илимской железорудной провинции, имеющие субцилиндрическую и крутопадающую коническую форму, также, как правило, нацело рудоносны (см. рис. 40). Они прослежены до глубины 700 м (предположительная их глубина 1,5—2 км). В экзоконтакте трубок встречаются дуговидные и прямолинейные рудные жилы, приуроченные к трещинам скалывания, а также пластовые силлы (иногда многоярусные) под экранирующими горизонтами.

Достаточно широко распространены в трубках кольцевые, полукольцевые и дуговидные цилиндрические и конические центриклинальные рудные жилы. Характерными примерами могут служить медное месторождение Браден (Чили) и ртутное месторождение Каменный Карьер (Закарпатье) с кольцевыми субцилиндрическими телами по периферии трубок. В трубке «Браден» кольцевое тело диаметром 1200 м вскрыто горными работами на глубину 750 м, а скважинами до 1500 м; ширина кольца на нижних го-

ризонтах месторождения 600 м. Кольцевое цилиндрическое тело с несколько усложненной морфологией известно на медном месторождении Пиларес (Мексика). В центральной части трубки здесь размещено несколько гнездообразных рудных тел.

Важное значение в рудной геологии и особенно в ее структурной области имеют вопросы изучения рудных столбов. В. И. Смирнов, называя рудными столбами участки богатых руд внутри рудного тела, отмечает, что они не всегда имеют столбообразную форму и нередко характеризуются сложными очертаниями «пятен» концентрированного оруденения на общем более убогом фоне продуктивной минерализации. В связи с этим В. И. Смирнов выделяет две категории рудных столбов: морфологическую и концентрационную. В последней рудные столбы определяются контуром богатой минерализации и, как правило, не зависят от мощности и других параметров рудных тел, выделяемых по естественным геологическим границам.

Для рудных столбов известно несколько классификаций, на базе которых с учетом последних фактических данных по рудным месторождениям кольцевого строения можно выделить следующие виды проявления и сочетания основных элементов структурного и литологического контроля оруденения, обуславливающих возникновение определенного типа рудных столбов: 1 — тела брекчий, 2 — сгущение мелкой трещиноватости, 3 — интервалы многократного приоткрывания трещин в ходе их минерализации, 4 — пересечение трещин, 5 — сочленение трещин, 6 — разветвление крупных трещин, 7 — интервалы жил наибольшей мощности, 8 — места экранирования рудоносных растворов различными структурами (кровлей куполов и штоков, дайками, пластами более пластичных пород и др.), 9 — пересечение рудоподводящими трещинами пород с благоприятными физико-механическими свойствами, 10 — пересечение рудоподводящими трещинами химически активных пород.

Из приведенных данных очевидно, что рудные столбы образуются в участках максимальной открытости трещинных структур. Для каждого структурно-морфологического типа рудных тел и месторождений характерен свой набор столбов.

По пространственной ориентировке рудные столбы, как и сами рудные тела, следуют обычно по направлениям апофиз, выступов апикальных частей интрузий, слоев пород, благоприятных по химическим и физико-механическим свойствам. В связи с этим рудные столбы, составляя наиболее продуктивную часть рудных тел, в целом повторяют их общие морфологические черты. Характерным примером может служить месторождение Джанет, где редкометальное штокверковое оруденение локализуется преимущественно в надинтрузивной пологозалегающей толще вулканитов кислого состава, захватывая выступы и краевые части рудоносной гранитной интрузии. Промышленный контур имеет вид короткостолбчатого рудного тела с некоторым сужением вниз. Внутри рудного тела выделяется конусообразный участок грейзенизированных и

калишпатизированных пород с повышенной концентрацией полезных компонентов (столб первого порядка), внутри которого контуры рудные столбы второго порядка, образующие многоэтажные ленточные залежи, повторяющие изгибы апикальной части интрузии, а также приуроченные к трещинным зонам отслоений, в общем согласным с поверхностью кровли интрузии [44].

На месторождении Ллаллагуа (Боливия) в жиле Контакт рудный столб прослежен по простирацию на 400 м, по падению — на 250 м, содержание олова 25 %; в жиле Сан-Хосе—Сан-Фермин размеры рудного столба 700×600 м, содержание олова >25 %. Наиболее крупные и обогащенные участки сложной формы локализованы под пологими дорудными разрывными нарушениями, служившими экранами в ходе рудообразования.

В пределах ряда карбонатитовых рудных тел наблюдаются бедные и обогащенные пироксеном участки — рудные столбы, которые в зависимости от структурных условий образования подразделяются А. А. Фроловым [41] на три типа.

Краткий анализ структурно-морфологических особенностей рудных тел позволяет сделать следующие основные выводы.

1. В интрузивах центрального типа, представленных массивами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, одновременно встречаются рудные тела конической и цилиндрической формы. Линейные рудные жилы проявлены не всегда и развиты ограниченно.

2. В крупных интрузивах центрального типа (стратифицированных массивах) для рудных тел характерна пластовая форма и выдержанные размеры на значительных (многие километры) расстояниях. Это, как правило, пологие тела, принадлежащие коническому центриклинальному типу и залегающие согласно с проструктурой рудовмещающих массивов.

3. В структурах вулканических аппаратов, представленных наземными постройками, неками и экструзивными куполами, главная роль в локализации оруденения принадлежит жилам и жилным зонам как кольцевого, так и линейного типа, развитым нередко и во вмещающих породах. Менее характерны штоковые рудные тела и неправильной формы метасоматические залежи.

4. Кальдерные постройки вмещают рудные тела разнообразных морфологических типов. В них наряду с типами рудных тел, свойственными вулканическим аппаратам, проявлены также пластовые залежи, трубообразные и столбообразные тела обычно штокового строения, а также системы мелких жил, формирующие макроштокверки.

5. Месторождения, приуроченные к штокам и эксплозивным трубкам (главным образом медные и медно-молибденовые), характеризуются цилиндрической и штокообразной формой рудных тел и имеют значительную (более 1 км) глубину распространения при относительно небольшой площади горизонтального сечения. Такого рода морфологические особенности свойственны и алмазносным кимберлитовым трубкам. На месторождениях типа Клай-

макс-Гендерсон, связанных со штоками порфировых пород, весьма характерна форма рудных тел, напоминающая перевернутую чашу. Пространственно такие тела, залегающие над субвулканическими штоками порфировых пород, как бы повторяют конфигурацию их кровли.

Как показывает краткое описание формы и размеров рудных тел, локализованных в кольцевых структурах, их структурно-морфологические особенности тесно связаны с материнскими интрузивами, субвулканическими штоками, кальдерами, эксплозивными трубками, неками, а также с особенностями их структуры и последующей тектонической переработки. Рудные столбы в свою очередь подчиняются морфологическим особенностям вмещающих рудных тел.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Различные типы кольцевых магматических комплексов существенно различаются между собой особенностями внутреннего строения, масштабами, геологической историей развития. Внутреннее их строение определяется прежде всего сочетанием различных типов кольцевых разрывов и их соотношениями с тектоническими разломами и крупными трещинами. Наиболее сложные комплексы (кальдеры проседания и вулканоплутоны) характеризуются сочетанием различных типов кольцевых структур — вулканов центрального и трещинного типа, эксплозивных кальдер, различных субвулканических магматических тел, эксплозивных трубок и др.

Магматические породы кольцевых комплексов представлены интрузивной и эффузивной фациями, появление которых определяется тектонической обстановкой в момент их образования. Эффузивная деятельность развивается в условиях растяжения земной коры, а интрузивная в условиях сжатия [31, 32]. Интрузивный магматизм формирует интрузивы центрального типа, купола и штоки; эффузивный — вулканы центрального типа, неки, экструзивные купола и кальдеры проседания. Эксплозивные трубообразные тела обычно сложены вулканическими и субвулканическими, реже интрузивными породами. В кольцевых комплексах с длительной и сложной геологической историей развития смена растягивающих усилий сжатием нередко повторяется.

**Горизонтальная зональность.** Для рассматриваемых магматических комплексов в целом характерно зонально-кольцевое внутреннее строение, обусловленное кольцевым размещением разрывов и приуроченных к ним магматических и метасоматических тел, нередко несущих оруденение. При этом центр кольцевой структуры может совпадать (Майгас, Инагли и Арбарастах в СССР; Тундулу и Канганкунде в Малави) или не совпадать (Хибинский и Большетагинский в СССР, Шпицкоп в ЮАР) с геометрическим центром материнского интрузива или вулканоплутона. Встречаются интрузивные и вулканоплутонические комплексы, в которых помимо основного кольцевого центра проявлены один или не-

сколько второстепенных (Ковдор, Вуориярви и Сохандинский в СССР), а также комплексы с двумя, реже с тремя кольцевыми центрами (Гули в СССР; Палабора в ЮАР; Якупиранга в Бразилии; Ока в Канаде и др.).

Число кольцевых разрывов и связанных с ними магматических и рудных тел различно. Распределены они в контурах комплексов то сравнительно равномерно (Арбарастах), то неравномерно. В последнем случае кольцевые разрывы сосредоточены в пределах отдельных зон, тяготеющих к центральному (Сонгве, Хома, Годуини в ЮАР) или к периферическим частям (Альне в Швеции; Ока в Канаде; Кызыл-Омпульский в СССР) интрузивов и вулканоплутонов. В единичных случаях кольцевые разрывы отмечаются только в экзоконтакте интрузивов. При значительном сгущении кольцевых разрывов расстояние между ними уменьшается до первых десятков, реже до первых метров.

Особенности горизонтальной зональности обусловлены не только числом кольцевых разрывов, их размерами и пространственным размещением, но и их типом. Известны интрузивы центрального типа, горизонтальная зональность строения которых определяется коническими центриклинальными разломами и крупными трещинами (Альне в Швеции; Арбарастах в СССР; Хома в Кении), коническими периклиналильными разрывами, цилиндрическими и близкими к ним разломами и крупными трещинами (Клаймакс в США; Браден в Чили; Тороро в Уганде и др.). Более распространено сложное сочетание конических центриклинальных и периклиналильных разрывов (Инагли и Кызыл-Омпульский в СССР; Ока в Канаде; Гленовер в ЮАР). В некоторых случаях на первое место выступают радиальные разрывы, особенно характерные для поздних этапов развития комплексных массивов (многие интрузивы центрального типа Маймеча-Котуйской провинции; Крейз-Маунтин в США и др.). Весьма широко проявлены комплексы со сложным сочетанием различных типов кольцевых разрывов. При этом в одних случаях происходит смена от периферии интрузива или вулканоплутона к центру конических центриклинальных разрывов цилиндрическими (Ишимский вулканоплутона), в других, — наоборот, цилиндрических коническими (Гули). Как показал В. В. Булдаков, в гранитном массиве Майтас (Центральный Казахстан) по простиранию кольцевой зоны наблюдается переход от конических центриклинальных разломов и трещин к цилиндрическим. Сложное сочетание кольцевых центриклинальных, периклиналильных и цилиндрических разрывов наблюдается в массиве Ока (Канада).

Для ряда комплексных массивов весьма характерно наличие в узкой зоне экзоконтакта внешних кольцевых и полукольцевых поясов тектонических нарушений, образованных как крупными разрывами, так и мелкими трещинами (Ишимский вулканоплутона, Кызыл-Омпульский плутона).

Для кольцевых магматических комплексов характерно появление в экзоконтактовых областях кольцевых ореолов мелких трещин радиальной и концентрически-зональной ориентировки. Так,

по данным А. А. Фролова, вокруг ряда массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (Нижнесаянского и Большетагинского и др.), площадь которых в плане составляет 12—18 км<sup>2</sup>, развиты ореолы мелких трещин мощностью до 0,5 км [40]. В. В. Невский описал ореолы мелких крутопадающих трещин различного простирания вокруг трубок взрыва Актюзского рудного поля; (размеры трубок 90—150 м, мощность ореолов 40—80 м).

Установлена определенная закономерность в развитии кольцевых разрывов во времени. При последовательной смене ранних разрывов более поздними в направлении от центра к периферии проявляется центробежная зональность (Ковдор и Африканда в СССР; Шава в Родезии). Обратная последовательность возникновения кольцевых разрывов и соответствующий контроль ими ранних магматических образований по периферии, а поздних в центре массивов приводит к появлению центростремительной зональности (Ловозерский, Нижнесаянский и др.). В некоторых случаях на ранних этапах становления кольцевого комплекса проявлен один тип зональности, а на поздних — противоположный, что обусловило формирование сложных комплексов, построенных по комбинированной схеме. Например, в Ишимском вулканоплутона на раннем этапе развития происходила последовательная смена древних кольцевых и полукольцевых тел вулканитов более молодыми от периферии к центру, а позже (в период формирования интрузивных тел) проявилась обратная последовательность и более поздние образования формировались на периферии массива, переходя в зону экзоконтакта.

Достаточно широко распространены кольцевые комплексы, внутреннее строение которых определяется сложным сочетанием кольцевых разрывов с прямолинейными тектоническими разрывными нарушениями (Сибрук в Канаде; Гек, Поворотный и Нижнесаянский в СССР; Палабора в ЮАР и др.). Иногда последние имеют решающее значение при становлении массива (Мурунский вулканоплутона и др.). Вместе с тем соотношения между кольцевыми и линейными тектоническими разрывами нередко бывают сложными и зависят в основном от режима тектонических движений в доинтрузивный этап и в процессе формирования массивов. Как показал А. А. Кухаренко, в Карело-Кольской провинции ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов на раннем этапе становления массивов во многих случаях формировались линейные тела ультрабазитов, а позже — тела ийолитов и мельтейгитов овального и округлого горизонтального сечения [15].

При образовании сложного Кызыл-Омпульского плутона в Северном Тянь-Шане в ранние этапы его становления основная роль принадлежала кольцевым разломам, в средний — линейным тектоническим, а в завершающий этап — вновь кольцевым разрывам.

Анализ истории формирования многих кольцевых комплексов показывает, что в ходе их становления нередко проявляется определенная последовательность в развитии различных типов деформации горных пород. В магматический и ранний постмагматиче-

ский этапы наиболее широко распространены радиальные дислокации, связанные с механической активностью внедрившихся магматических расплавов, а в поздний постмагматический — тектонические деформации, обусловленные глыбовыми перемещениями по глубинным разломам (Нижнесаянский массив, трубки взрыва Актюжского рудного поля и др.).

Таким образом, концентрически-зональное строение кольцевых комплексов, связанное с внутренними эруптивными факторами их развития, нередко осложняется линейными разрывами — следствием внешних тектонических воздействий. При этом роль последних заметно возрастает при формировании массивов непосредственно в зонах глубинных разломов, активизированных в интрузивный и постинтрузивный этапы.

Размещение месторождений и рудных тел в пределах кольцевых комплексов определяется различными типами кольцевых разрывов, сочетанием их с тектоническими структурными элементами и во многих случаях просто тектоническими разрывами.

Наиболее характерно зонально-кольцевое распределение рудных тел, приуроченных к системе конических и цилиндрических разрывов. Примером могут служить дуговидные и полукольцевые карбонатитовые тела массивов ультраосновных — щелочных пород (Арбарастах, Альне, Тундулу, Хома, Сонгве, Гленове), приуроченные к кольцевым, полукольцевым и дуговидным коническим центриклинальным разломам и крупным трещинам. При этом горизонтальная зональность в размещении оруденения отмечается в массивах с преимущественным распространением карбонатитовой серии пород по центростремительной схеме; апатит-магнетитовые рудные тела, расположенные по периферии карбонатитовых штоков, к центру сменяются гатчетолитовыми, пироксоловыми, паризит-бастнезитовыми или гематитовыми и флюоритовыми рудами.

Пример жильных рудных тел, залегающих в конической периклиальной зоне разрывов в экзоконтакте субщелочных гранитов, показан на рис. 55. В распределении минерализации здесь проявлена горизонтальная зональность, отражающая определенную последовательность развития кольцевых разрывов. В непосредственной близости к контакту размещены прямолинейные жилы и жиллообразные микроклин-полевошпатовые тела, несколько далее — более поздние альбит-полевошпатовые жилы, здесь же локализованы округлого горизонтального сечения тела аплитов и трубки взрыва, в которых обломки кварц-микроклиновых и кварц-альбитовых жил цементируются аплитом. Наиболее удалены от контакта прямолинейные и слегка дуговидные кварц-мусковитовые жилы, несущие редкометалльно-молибденовое оруденение. Все жильные и жиллообразные тела в полукольцевой зоне падают в сторону от гранитного массива. В массиве Ока (см. рис. 14) вокруг обоих кольцевых центров проявлены кольцевые, полукольцевые и дуговидные тела карбонатитов. При этом в северо-западном кольцевом центре они имеют преимущественно центриклинальное

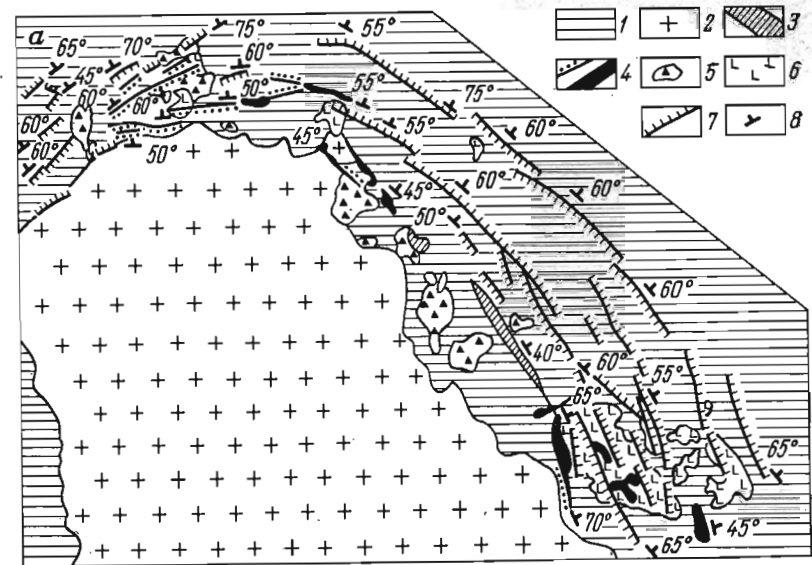


Рис. 55. Схема размещения минерализованных жильных и жиллообразных тел в экзоконтакте штока щелочных гранитов. По Н. Гуменному и И. Куприяновой. 1 — вмещающие породы; 2 — щелочные граниты; 3 — альбит-кварцевые жилы; 4 — микроклин-кварцевые жилы, линзы, неправильной формы тела; 5 — брекчии трубок взрыва; 6 — аплиты; 7 — кварц-мусковитовые рудные жилы; 8 — элементы залегания жил

залегание с углами падения  $60^{\circ}$ — $70^{\circ}$ , а в юго-восточном — периклиальное, углы падения  $60^{\circ}$ — $80^{\circ}$ .

В некоторых кольцевых магматических комплексах отмечаются единичные конические рудные тела (Хибинское апатитовое месторождение; медное месторождение Ла-Колорадо).

Нередко концентрически-зональное размещение рудных тел в кольцевых магматических комплексах определяется кольцевыми и дуговидными цилиндрическими и близкими к ним разломами и трещинами. В большинстве случаев здесь наблюдаются монокольцевые (медные месторождения Браден, Пиларес, карбонатитовое месторождение Шава и др.), значительно реже поликольцевые рудные тела (золото-медное месторождение Маунт-Морган в Австралии; молибденовое Клаймакс в США). Очень характерны также центральные штокообразные тела округлого сечения (карбонатитовые месторождения Тороро в Уганде; Мвамбуту в Замбии; Хинганское оловянное месторождение и др.). Вокруг центрального штока часто размещаются кольцевые, полукольцевые и дуговидные рудные тела (Нижнесаянский, Большетагинский, Ока и др.). Иногда центральный шток имеет коническую форму (штоковое тело Коунрадского медного месторождения). Встречаются кольцевые магматические комплексы с преобладающими радиальными рудными телами (вулcano-плутон Сан-Лайт, в США).

Широко распространены кольцевые магматические комплексы, в которых морфология рудных тел и закономерности размещения

оруденения определяются сочетанием кольцевых и наложенных тектонических разломов и трещин. Примером могут служить свинцово-цинковые месторождения Чаткарагай и Кентор. Здесь в пределах трубок взрыва размещены дуговидные рудные залежи, на которые наложены жилообразные тела, контролируемые тектоническими трещинами, секущими и трубки, и зону их экзоконтакта. На месторождениях Актюзского рудного поля раннее высокотемпературное оруденение в трубках взрыва контролируется кольцевыми разрывами, более позднее низкотемпературное — в большинстве случаев тектоническими разрывами, а кварц-кальцит-флюоритовые жилы — только тектоническими трещинами. На карбонатитовом месторождении Нижнесаянского массива [41] ранние безрудные кальцитовые карбонатиты образуют центральный шток округлого горизонтального сечения, на который наложены более поздние сложные линзовидные тела рудных карбонатитов, приуроченные к тектоническим разрывам. В комплексе Палабора (см. рис. 13) на кальцевые тела карбонатитов и апатит-магнетит-форстеритовых пород (фоскориты) наложено сложной формы борнит-халькопиритовое рудное тело, приуроченное к тектоническим трещинным зонам широтного и северо-западного простирания.

В некоторых кольцевых комплексах отмечается отчетливая структурная зональность, обусловленная сменой в пространстве и во времени рудоносных кольцевых разрывов линейными тектоническими. Характерным примером может служить Джидинское рудное поле в Забайкалье (см. рис. 5). Здесь наиболее раннее Первомайское молибденовое месторождение, по данным И. П. Кушнарева и Е. П. Малиновского, приурочено непосредственно к мезозойскому куполу гранит-порфиров и представлено штокверковым рудным телом, образованным серией кварц-молибденитовых прожилков и жилами радиальной и концентрически-зональной ориентировки. Более поздние кварц-вольфрамитовые прожилки Инкурского штокверка, имеющие такую же ориентировку, размещаются в западной части кровли купола гранит-порфиров. И, наконец, самые поздние рудные кварц-гюбнеритовые с сульфидами жилы приурочены к древним тектоническим трещинам скалывания, подновленным в период рудоотложения, и залегают на некотором расстоянии от купола гранит-порфиров и Инкурского штокверка. Аналогичный пример смены кольцевых рудоносных разрывов тектоническими с удалением от трубки взрыва можно наблюдать на Булуктайском вольфрам-молибденовом месторождении (см. рис. 49).

Для месторождений, связанных с кольцевыми магматическими комплексами, весьма характерно размещение рудных тел в активизированных участках кольцевых разрывов, в местах пересечения их тектоническими разломами (Серро-де-Паско в Перу).

На отдельных редкометальных месторождениях в зонах активизации кольцевых разрывов щелочных вулканоплутонов, распределение оруденения более сложное. Здесь рудные тела, представленные гнездами неправильной формы, линзами и жилообраз-

ными залежами, приурочены не непосредственно к кольцевому разлому, а к серии оперяющих и сопряженных с ним крупных трещин отрыва и скалывания, возникших на интервале приоткрывания активизированного кольцевого разрыва.

Достаточно широко распространены кольцевые магматические комплексы, в которых размещение рудных тел контролируется главным образом тектоническими разломами и крупными трещинами, наложенными на кольцевые образования. Примером могут служить приуроченные к вулканическим жерловинам золоторудное месторождение Нагиаг (Венгрия), оловянное месторождение Корольке (Боливия) и др. Рудные жилы единого простирания здесь рассекают как вулканическую жерловину, так и зону их экзоконтакта.

**Вертикальная зональность.** Как уже отмечалось, кольцевые комплексы эффузивной фации представлены вулканами центрального типа, некками, экструзивными куполами и кальдерами проседания. К верхам разреза этой серии относятся вулканические конуса. В упомянутых структурах рудные тела контролируются кольцевыми разрывами. Здесь обычны также агломераты, характеризующие тела вулканической брекчии. Ниже по разрезу располагаются некки и экструзивные купола, для которых типичны крутопадающие жильные тела, рассекающие некк и вмещающие их породы (золоторудные месторождения Румынии; Потоси в Боливии и др.).

В районах с глубоко вскрытыми эрозией вулканами центрального типа нередко можно видеть, как округлого горизонтального сечения вертикально падающая вулканическая жерловина по восстановлению переходит в коническое воронкообразное тело. Убедительный пример такого типа описан, например, Н. П. Лаверовым и Л. В. Хорошиловым. В данном случае кольцевой цилиндрический разлом, определяющий на глубине форму жерловины вулкана центрального типа, сменяется по направлению к дневной поверхности центриклинальным.

Вертикальный размах кольцевых комплексов эффузивной фации достигает нескольких сотен метров. Протяженность на глубину интрузивов центрального типа, куполов и штоков, характеризующих интрузивную фацию кольцевых комплексов, а также субвулканические образования некоторых эксплозивных трубок меняется в широких пределах — от сотен метров до 15 км, а для интрузивов ультраосновных — щелочных пород, по-видимому, и более. Все они на значительном протяжении по вертикали сохраняют округлую или овальную форму горизонтального сечения, зонально-кольцевое строение, обусловленное развитием кольцевых разрывов, и с глубиной переходят в дайкообразные тела, контролируемые тектоническими разрывами. Например, кимберлитовые трубки «Кимберли» и «Премьер» (Южная Африка) на глубине около 1 км сменяются дайкообразными телами. Для интрузивов ультраосновных — щелочных пород такой переход вероятен на значительно больших глубинах — от 3 до 8 км и более. Выше по

разрезу кольцевые разрывы не типичны и уступают место тектоническим разрывам. Примером может служить трубка взрыва месторождения Актюз, а также минерализованные жильные и жильобразные тела, дайки альнеитов, тингуаитов и других щелочных пород в кровле скрытых на глубине интрузивов щелочно-ультраосновных пород в Сетте-Дабанской, Восточносаянской и Тиманской рудных провинциях.

В кольцевых магматических комплексах вертикальная зональность проявлена не только в вертикальной смене типа структур, формы рудных тел и закономерности их размещения, но часто и в изменении в том же направлении типа минерализации.

Многоярусная структура ряда дифференцированных массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов обусловлена последовательным проникновением более поздних щелочных расплавов и карбонатных флюидов в вышележащие горизонты земной коры путем интродуирования и замещения ранних ультрабазитов. С этим связана соответствующая зональность в размещении месторождений разных полезных ископаемых: флюоритовые, гематитовые, баритовые и редкоземельные месторождения приурочены преимущественно к линейным тектоническим разрывам в верхних частях массивов; кольцевые тела пироксид-гатчеттолитовых и апатит-магнетитовых руд — к средним; перовскит-титаномагнетитовых руд — к нижним частям массивов [38, 41]. Суммарный вертикальный размах оруденения достигает 8 км (возможно, более).

В общем случае здесь имеет место прямая вертикальная зональность: локализация ранних магматических и высокотемпературных гидротермальных месторождений в нижних, а более поздних гидротермальных образований — в верхних уровнях рудоносных массивов. При этом рудные тела, приуроченные к кольцевым разрывам, обычно размещены в контурах материнских комплексов и в зоне ближайшего экзоконтакта, тогда как линейные тела нередко выходят за пределы кольцевых построек, локализуясь в тектонических нарушениях иногда на значительном (до 10 км) расстоянии от материнских комплексов (Вуориярви, Хамна и др.).

Оруденение кольцевых магматических комплексов в связи с многоэтапностью их формирования и многостадийностью постмагматических процессов часто является полиминеральным. Причем, чем сложнее и дифференцированнее по своему составу интрузив или вулканоплутон, тем разнообразнее связанная с ними минерализация. Например, в наиболее дифференцированных массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов установлено до восьми типов рудной минерализации: перовскит-титаномагнетитовая, флогопитовая, апатит-магнетитовая, пироксидовая, гатчеттолитовая, паризит-бастнезитовая, флюоритовая, галенит-сфалеритовая. При этом, как уже отмечалось, промышленные концентрации той или иной минерализации характерны для определенных глубинных интервалов. Смена типов минерализации происходит постепенно с явлениями телескопирования. Отсутствие благоприят-

ных структурных условий нередко обуславливает рассеяние минерализации и выпадение того или иного звена в общей рудной колонке. Поэтому важно подчеркнуть, что общая схема вертикальной зональности осложняется и нарушается рядом факторов, контролирующих ход рудообразования. Процессы становления материнских массивов и формирования месторождений настолько разнообразны, что протекают по схеме, не повторяющейся полностью в каждом из них. Общей чертой этих процессов является лишь сам факт изменения оруденения, связанный с эволюцией родоначальной магмы.

Глубины распространения рудного комплекса в целом, как и его отдельных минеральных типов, определяют главным образом следующие факторы.

1. Огромная протяженность материнских массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами по вертикали, контролируемая глубинными разломами, мантийная глубина первичного магматического очага определяют выдержанность температуры и давления на значительных интервалах. Большая ступень температуры и давления обуславливает значительный вертикальный размах в локализации рудного комплекса (не менее 10 км) и его отдельных минеральных типов (2—5 км).

2. Уровень дифференцированности массивов, определяющий полную или сокращенную схему рудной зональности. Более высокий градиент дифференциации магмы свидетельствует о том, что в них полнее проявился процесс разделения родоначального вещества на отдельные типы пород и, естественно, полнее проявились процессы аутометасоматоза и постмагматической минерализации. При относительно малом уровне дифференциации магмы в массивах полностью отсутствуют конечные стадии рудных процессов или они проявлены значительно слабее и на сокращенных интервалах.

3. Степень сохранности ранних руд (перовскит-титаномагнетитовых, флогопитовых, апатит-магнетитовых) в ходе их метасоматического замещения и регенерации на поздних этапах рудообразования (карбонатитообразования). При многоэтапном механизме формирования массивов происходит частичное или полное замещение ранних магматических образований и локализованных в них месторождений более поздними. Масштабы явления возрастают снизу вверх и сопровождаются метаморфизмом руд, их регенерацией и переотложением на более высоких горизонтах массивов, как правило, с образованием новых минеральных типов. Картина подобного преобразования оруденения на ранних этапах минерализации в значительной степени затуманена наложенными процессами. Однако иногда реликты перовскит-титаномагнетитовых руд отмечаются в ийолитах, сиенитах и даже карбонатитах. В редкометальных карбонатитах нередко сохраняются от замещения блоки более ранних апатитовых и апатит-магнетитовых руд. «Разрушение» ранних руд с превращением их в другие минеральные виды четко проявлено в ходе карбонатитового процесса.

4. Глубина эрозии рудоносных массивов и степень сохранности приповерхностных и гипабиссальных месторождений (паризит-бастнезитовых, монацитовых, баритовых, флюоритовых, гематитовых).

5. Структурная обстановка верхнего яруса земной коры, определяющая степень компактности оруденения, т. е. структурно-морфологический тип месторождений: линейный, кольцевой или комбинированный. В случае линейного и в меньшей мере комбинированного типа, когда значительные массы рудных растворов растеклись вдоль тектонических нарушений с образованием жильных зон, вертикальная протяженность рудных тел менее значительная, чем в случае кольцевого типа, представленного оруденелыми трубками и штокообразными рудными телами.

Достаточно четко вертикальная и горизонтальная зональности проявлены на молибденовых, медно-молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождениях, связанных с субвулканическими интрузиями.

На месторождении Клаймакс установлена следующая вертикальная зональность оруденения: в апикальной части каждого порфирового штока расположена зона окварцевания, окруженная полусферическими зонами молибденоносных штокерков, сменяющихся выше вольфрамоносными зонами. В рудных телах последовательных стадий подошва вольфрамовой зоны располагалась все ближе к верхнему контакту соответствующего «рудоносного» интрузива, мощность зон возрастала, расстояние между сопряженными зонами отложения молибденита и гюбнерита сокращалось, соотношение W/Mo увеличивалось. Каждая вертикальная колонна магмы внедрялась восточнее предыдущей и вызывала куполообразование и дробление вышележащих пород. Происходило не только телескопирование разновременной минерализации, но и прогрессивное наклонение рудных тел в западном направлении.

Распределение оруденения в контурах отдельных рудных полей и месторождений во многом зависит от структурной обстановки, стадийности рудного процесса и временного разрыва основных продуктивных стадий. Так, по мнению В. Т. Покалова, на полистадийных месторождениях молибден-вольфрамовой формации ранние высокотемпературные минеральные ассоциации содержат значительные концентрации молибденита и берилла лишь в апикальных частях рудогенерирующих гранитных интрузий и их ближайшем экзоконтакте в надинтрузивной (надкупольной) зоне, т. е. в условиях наибольших температур. Напротив, практически важные скопления вольфрама характерны для более удаленных от материнской интрузии участков. Поэтому в пределах рудных полей молибденовые и вольфрамовые руды часто пространственно разобщены. Вместе с тем известны отклонения от общей схемы распределения оруденения, особенно в условиях гетерогенного вмещающего разреза при литологическом контроле локализации оруденения. Так, на одном из месторождений Казахстана промышленные вольфрамовые руды с молибденитом и бериллом, сосредото-

ченные в жильно-штокерковой зоне в гранитах, с переходом в карбонатную толщу на фланге рудного поля сменяются вольфрам-ит-шеелит-хризоберилл-флюоритовой минерализацией. Иногда отмечается сложная вертикальная зональность — сочетание в пределах единого рудного поля и даже месторождения участков с прямой и обратной зональностью. На южном фланге одного из комплексных месторождений Казахстана наиболее раннее молибденовое оруденение локализовано над скрытым куполом гранитов, а более позднее вольфрам-висмутовое — на нижних горизонтах внутриинтрузивной зоны. Сложная зональность обычно свойственна полиформационным месторождениям.

Для рудных полей молибден-вольфрамовых месторождений характерно пространственное обособление промышленных концентраций основных рудных минералов с образованием преимущественно прямой вертикальной зональности; максимум проявления вольфрамовых руд располагается выше существенно молибденовых руд, тяготеющих к ближайшему экзоконтакту материнского интрузива или к его эндоконтакту. Свинцово-цинковая минерализация еще более удалена в сторону экзоконтакта и обычно локализуется на флангах месторождений (Джидинское рудное поле).

При анализе медно-молибденовых месторождений разных провинций И. Г. Павлова и В. Т. Покалов отмечают для большинства из них устойчивую горизонтальную и вертикальную первичные зональности: последовательную смену молибденовой минерализации медно-молибденовой, медной и свинцово-цинковой как в плане (от центра к периферии месторождений), так и по вертикали (снизу вверх по восстанию рудных тел).

Для медно-порфировых месторождений, залегающих непосредственно в штоках порфириновых пород (Кананеа, Браден и др.), характерна следующая вертикальная зональность оруденения (сверху вниз): серебряно-полиметаллическая → медно-полиметаллическая → медная → медно-молибденовая минерализация.

Как известно, размещение рудных тел и их морфологические особенности, определяющие структурную и сопряженную рудную зональность, находятся в тесной связи с генетической природой рудовмещающих трещин (скол, отрыв), их соотношением и интенсивностью проявления. Немаловажную роль играют физико-механические (упругость, прочность, пористость) и химические свойства вмещающих пород, в известной мере определяющие степень развития мелкой трещиноватости и метасоматического замещения и усложняющие формы рудных образований сочетанием жильного и прожилково-вкрапленного оруденения. Рудная зональность является отражением не только общего пространственного распределения трещинных структур, но и характера поля тектонических напряжений в момент рудообразования, поскольку далеко не все трещины служат проводниками и локализаторами оруденения, а лишь те из них, которые оказываются в участках локального растяжения и испытывают приоткрытие.

Рассматриваемые месторождения принадлежат, как правило, к многостадийным образованиям, комплексный, поликомпонентный состав руд которых обусловлен длительным и прерывистым процессом рудообразования. Иногда рудный процесс разделяется дайками на два и более рудных этапа с образованием четкой рудной зональности.

Весьма контрастная вертикальная зональность в распределении оруденения наблюдается на золоторудном месторождении Бая-Сприе (Румыния). Здесь на верхних горизонтах распространены золото-серебряные руды с галенитом, сфалеритом, марказитом и другими минералами. Ниже они сменяются сульфидным оруденением со сфалеритом, галенитом и пиритом, а затем — с пиритом и халькопиритом. В низах месторождения преобладают пирит и халькопирит с шеелитом и вольфрамитом.

Аналогичная вертикальная зональность известна на оловянных и олово-серебряных месторождениях Боливии. Так, на верхних горизонтах месторождения Ллаллагуа оловянные руды значительно обогащены сульфосолями серебра; ниже преобладает касситерит, серебросодержащие минералы имеют подчиненное значение; на нижних горизонтах месторождения касситерит встречается в ассоциации с широко распространенными вольфрамитом, висмутином, станнином и халькопиритом при полном отсутствии минералов серебра и серебросодержащих.

Резюмируя, можно сделать следующие выводы.

1. Для кольцевых магматических комплексов и локализованных в них месторождений характерны горизонтальная и вертикальная структурные зональности. Горизонтальная зональность обусловлена закономерным размещением в пространстве и проявлением во времени различных кольцевых разрывов и приуроченных к ним магматических рудных тел. Зональность во многих случаях осложняется наложенными линейными тектоническими разрывами, количественные соотношения которых с кольцевыми нарушениями меняются в широких пределах в зависимости от структурно-геологической позиции комплексов, тектонической обстановки в период их становления и уровня эрозионного среза. Во многих кольцевых комплексах обнаруживается определенная последовательность проявления различных типов деформации горных пород: в магматический и ранний постмагматический этапы развитие радиальных дислокаций, а в поздний постмагматический — тектонических деформаций.

2. Для эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми магматическими комплексами, типичны дуговидные, полукольцевые и кольцевые жилы и жиллообразные залежи, а также штоки и столбообразные тела округлого и полукольцевого горизонтального сечения. Размещение их в пределах кольцевых комплексов концентрически-зональное, с развитием моно- или поликольцевых рудных тел, иногда жил радиальной ориентировки. Встречаются дуговидные и полукольцевые рудные тела в экзоконтакте интрузивов и вулканоплутонов. Структурная горизонтальная зональ-

ность определяет размещение оруденения по центростремительной, центробежной, иногда комбинированной схемам.

3. Вертикальная структурная зональность кольцевых магматических комплексов выражается в преобладающем развитии кольцевых разрывов большой вертикальной протяженности с последующей их сменой на глубоких уровнях эрозионного среза тектоническими разрывами. В ряде случаев кольцевые цилиндрические разломы сменяются по восстанию коническими центриклинальными. Вертикальная структурная зональность определяет и соответствующее изменение морфологических типов рудных тел. Магматические и высокотемпературные гидротермальные месторождения по направлению к дневной поверхности сменяются более низкотемпературными рудными образованиями.

### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Специфические структурные и металлогенические черты однотипных рудоносных кольцевых систем зависят от вмещающих их магматических комплексов. Поэтому характер и особенности оруденения и вмещающих его кольцевых структур во многом определяются типом и особенностями тектоно-магматических комплексов, как в свое время прозорливо предсказал С. С. Смирнов.

Так, интрузивы центрального типа, общей чертой которых является расположение на платформах, заметно различаются по строению, составу и рудоносности в зависимости от типа разломов, определяющих их структурную позицию.

Например, рифты, грабены и авлакогены, т. е. структуры, возникающие в условиях растяжения земной коры на фронте ее поднятия в связи с разуплотнением вещества мантии, локализуют исключительно интрузивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов с характерной для них ниобий-тантал-редкие земли-фосфор-барий-стронциевой специализацией. Напротив, в прогибах фундамента платформы, нередко перекрытых слоистыми толщами синеклиз и грабенов, формировались преимущественно основные — ультраосновные интрузивы центрального типа (так называемые стратифицированные лополиты типа Бушвельда, Садбери) со свойственными им хромитовыми, медно-никелевыми, платиновыми и железорудными месторождениями.

Особое положение занимают алмазонасные кимберлитовые трубки, которые, тяготея к рифтогенным структурам, не располагаются в них непосредственно, а образуют внешнее обрамление, как бы оконтуривая провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Формирование трубок происходило в периоды интенсивной перестройки земной коры. Например, возникновение кимберлитовых трубок на Сибирской платформе связано с начальными этапами образования Тунгусской и Вилуйской впадин и Приверхоанского прогиба; на Африканской платформе — с заложением впадин Карру, Окованго, Конголезской, Таудени и др.

Столь же специфична позиция железорудных эксплозивных

трубок основных пород Ангаро-Илимской провинции, определяемая областями развития траппов, внедрившихся в соленосную кембрийскую толщу.

Как известно, интенсивность процессов щелочного магматизма возрастает по мере консолидации тех или иных областей земной коры, и максимального развития они достигают на древних платформах. Эта тенденция еще отчетливее проявлена в отношении щелочных кольцевых комплексов, в числе которых интрузивы центрального типа и вулcano-плутоны исключительно характерны для Балтийского и Алданского щитов с типичной для них фосфор-редкометалльной минерализацией.

Кислые породы формируют различные рудоносные кольцевые комплексы: интрузивы центрального типа, вулcano-плутоны, купола и штоки, кальдеры, взрывные трубки. Такое разнообразие обусловлено существенным различием региональной геотектонической и локальной структурной позиций кольцевых рудоносных систем. Соответственно весьма разнообразен по своему характеру и набор контролируемых ими месторождений полезных ископаемых. С интрузивами центрального типа связаны месторождения ниобия; с куполами и штоками интрузивных и экстррузивных пород и взрывными трубками — меди, молибдена, вольфрама, олова; с вулcano-плутонами — урана, молибдена, вольфрама, олова, золота, серебра; с вулканами и кальдерами — урана, серебра, ртути, полиметаллов.

Своеобразие позиции такого рода рудоносных штоков, взрывных трубок и кальдер проявлено, например, в пределах рудного пояса Колорадо, контролируемого диагональной (северо-восточной) зоной разломов, рассекающих срединный массив, край платформы и разделяющую их рифтовую зону.

Магматические кольцевые комплексы преимущественно средних по составу пород характерны в основном для вулканических поясов. Поэтому здесь отсутствуют интрузивы центрального типа и широко развиты вулcano-плутоны, экстррузивные купола, вулканы, кальдеры и взрывные трубки, локализирующие месторождения меди, молибдена, ртути, урана, золота, серебра, бериллия, флюорита, сурьмы, свинца и цинка.

Таким образом, отчетливо устанавливается связь типов кольцевых структур и их рудоносности с вмещающими магматическими комплексами. При изменении состава пород от ультраосновных и щелочных к кислым и основным меняется и тип рудоносных кольцевых структур: для интрузивных комплексов — уменьшение до полного исчезновения интрузивов центрального типа и возрастание куполов и штоков; для вулcano-плутонических комплексов — возрастание кольцевых структур вулканов, экстррузивных куполов, кальдер и взрывных трубок. Кроме того, при том же изменении состава пород последовательно убывает роль месторождений магматического генезиса (хром, никель, железо, фосфор, редкие земли, тантал, ниобий, платина, алмазы) и возрастает роль гидротермальных высоко- и среднетемпературных (воль-

фрам, молибден, олово, золото, уран, медь, свинец, цинк и др.) до типично низкотемпературных (золото, серебро, уран, ртуть, сурьма, флюорит и др.). Последняя особенность в кольцевых системах выражена исключительно четко.

Уникальные запасы руд (хром, никель, платина, фосфор, ниобий, редкие земли) свойственны магматическим месторождениям в интрузивах центрального типа ультраосновных, ультраосновных — щелочных, щелочных и кислых пород. Крупнейшие месторождения меди, молибдена, вольфрама связаны со штоками кислых интрузивных пород, а уникальные месторождения алмазов приурочены исключительно к взрывным трубкам ультраосновных и основных пород. Кальдеры локализируют самые крупные гидротермальные месторождения урана, серебра, полиметаллов. Следовательно, для определенной группы полезных ископаемых существуют свои характерные типы кольцевых структур, где возможны максимальные концентрации оруденения (табл. 8).

На масштаб оруденения влияет и возраст материнских магматических комплексов. Крупные месторождения связаны со всеми эпохами рудообразования (от докембрийской до третичной), но для определенного генетического типа характерны свои возрастные рамки максимального проявления. Например, максимум развития интрузивов и вулcano-плутонов центрального типа с фосфор-редкометалльными карбонатитовыми месторождениями отчетливо проявлен в мезо-кайнозойе, алмазоносных кимберлитовых трубок — в мезозое, штоков с молибденовой и медно-молибденовой минерализацией — в кайнозое. Главная эпоха формирования хромит-платиноносных и медно-никеленосных лополитов — протерозойская.

Рудоносные кольцевые системы обычно характеризуются длительностью и многоэтапностью формирования, особенно четко выраженными при становлении интрузивов и вулcano-плутонов центрального типа. Например, продолжительность образования многофазных массивов ультраосновных — щелочных пород несколько десятков миллионов лет (в ряде случаев в 100—150 млн. лет).

В общей истории развития земной коры формирование рудоносных кольцевых систем началось в протоплатформенную стадию беломорского и карельского металлогенических этапов докембрия, а также в гренвилльский новогееосинклинальный этап — карбонаты Палаборы (2,3 млрд. лет), месторождения Бушвельда (1,95 млрд. лет) в Южной Африке, Садбери (2 млрд. лет) в Канаде, щелочной редкометалльный комплекс Илимгауссак в Гренландии (1,18 млрд. лет). Более широкое распространение кольцевые рудоносные структуры получили в каледонский и герцинский этапы (Фен в Норвегии; карбонатитовые массивы Карелии, Кольского полуострова и Восточной Сибири; кимберлитовые трубки Африки и Сибири) и достигли максимального развития в киммерийский и альпийский этапы (многочисленные кимберлитовые, карбонатитовые и медно-порфировые месторождения; купола и штоки с молибденовым, вольфрамовым и оловянным орудене-

## Масштабы возможного оруденения в кольцевых структурах

| Полезные<br>ископаемые | Тип кольцевой структуры           |                                       |                     |                             |                        |          |                    |
|------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------|-----------------------------|------------------------|----------|--------------------|
|                        | Интрузивы<br>центрального<br>типа | Купола и<br>штоки<br>интруз.<br>пород | Вулкано-<br>плутоны | Экспло-<br>зивные<br>трубки | Экструзивные<br>купола | Кальдеры | Вулканы<br>(исски) |
| Хром                   | XXX                               |                                       |                     |                             |                        |          |                    |
| Платина                | XXX                               |                                       |                     |                             |                        |          |                    |
| Никель                 | XXX                               |                                       |                     |                             |                        |          |                    |
| Фосфор                 | XXX                               |                                       | X                   |                             |                        |          | X                  |
| Ниобий                 | XXX                               |                                       | XX                  |                             |                        |          |                    |
| Редкие<br>земли        | XXX                               |                                       | XX                  |                             |                        |          |                    |
| Железо                 | XX                                |                                       | XX                  |                             |                        |          | X                  |
| Медь                   | XXX                               | XXX                                   | XXX                 |                             |                        |          |                    |
| Вольфрам               |                                   | XX                                    | XX                  |                             | X                      |          |                    |
| Олово                  |                                   | XX                                    |                     | X                           | XX                     |          |                    |
| Молибден               |                                   | XXX                                   | XX                  |                             | X                      |          |                    |
| Золото                 |                                   | XX                                    | X                   | XXX                         | XX                     | XX       | X                  |
| Уран                   |                                   |                                       |                     |                             | XX                     | XXX      |                    |
| Свинец                 |                                   |                                       |                     |                             |                        | XX       |                    |
| Цинк                   |                                   |                                       |                     |                             |                        | XX       |                    |
| Серебро                |                                   |                                       |                     |                             | XX                     | XXX      | X                  |
| Бериллий               |                                   |                                       |                     |                             |                        | XX       |                    |
| Флюорит                | X                                 |                                       | X                   |                             | X                      | XX       |                    |
| Ртуть                  |                                   |                                       |                     |                             |                        | XX       | XX                 |
| Сурьма                 |                                   |                                       |                     |                             |                        | XX       | X                  |
| Алмазы                 |                                   |                                       |                     | XXX                         |                        |          |                    |

Примечание. Масштабы месторождений: XXX — уникальные, XX — крупные, X — средние и мелкие.

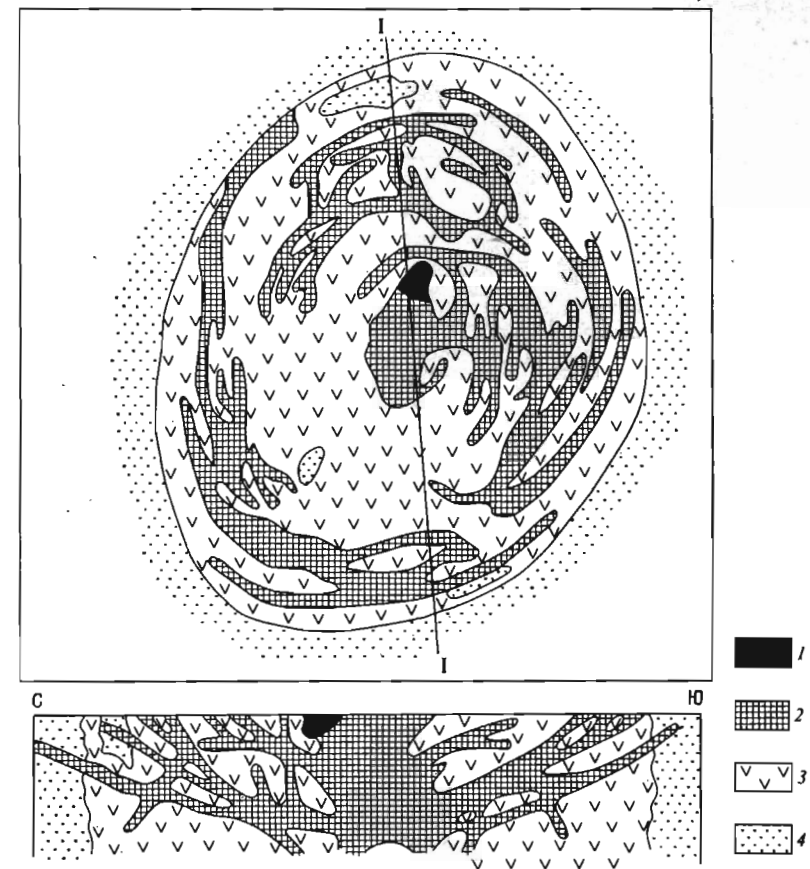


Рис. 56. Схематическая геологическая карта и разрез массива Гленовер. По В. Фервурду.

1 — магнетит-апатитовая брекчия; 2 — карбонатиты; 3 — пироксениты; 4 — фениты

нием). При сопоставлении древних и молодых месторождений единого генетического типа выявляются их особенности строения и оруденения. Например, докембрийские и раннепалеозойские массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов в основном сложены ультрабазитами, в некоторых случаях ультраосновными — щелочными породами (рис. 56). Карбонатиты в них представлены сравнительно мелкими телами (Палабора, Арбарастах, Альне, Инагли, Ковдор, Фен, Гленовер и др.). Поздне-среднепалеозойские и мезо-кайнозойские массивы в отличие от древних приурочены к типичным рифтовым поясам и зонам, представлены интенсивно дифференцированными комплексами пород, включая щелочные и нефелиновые сиениты и содержат, как правило, штокообразные тела карбонатитов. В них наряду с железом и фосфором характерны промышленные концентрации ниобия и

редких земель. К массивам такого рода относятся большинство рудных объектов Африки, Северной и Южной Америки. Массивы щелочных пород Хибинской, Ловозерский с апатитовыми и лопатитовыми месторождениями, образованными в герцинский этап, также не имеют аналогов более молодого возраста.

Примечательно обилие крупномасштабных, а иногда и уникальных (Клаймакс, Юред-Гендерсон и др.) эндогенных месторождений позднемезозойского и альпийского возраста, локализованных в областях тектоно-магматической активизации в узлах пересечения разнонаправленных разломов. Здесь обычно сочетание продольных краевых разломов вдоль контакта крупных тектонических блоков с резко различными геологическим строением и историей развития и диагональных, либо поперечных по отношению к ним (трансблоковых). Примером может служить восточная граница плато Колорадо в США, осложненная продольной меридиональной рифтовой зоной и секущим ее разломом северо-восточного простирания, вдоль которого возник уникальный по своей рудоносности Колорадский рудный пояс.

\* \*  
\*

Характер, масштабы и особенности оруденения и локализуемых его кольцевых структур во многом определяются структурным типом и составом рудовмещающих магматических комплексов.

Генетические типы месторождений, локализованных в кольцевых структурах, хотя и повторяются в ходе геологической истории земной коры, но несут заметный отпечаток времени, характеризуюсь специфическими структурно-металлогеническими особенностями и достигая максимальных масштабов в определенные эпохи рудообразования (протерозойская эпоха — магматические месторождения хрома, никеля, меди, платины; мезо-кайнозойская — фосфор-редкометалльные карбонатиты; мезозойская — алмазоносные кимберлиты; кайнозойская — молибден-меднопорфировые штоки).

Для определенной группы полезных ископаемых существуют свои типы кольцевых структур, обеспечивающие максимальные концентрации оруденения (Cr, Ni, Cu, Pt — лополиты; Cu — Мо — штоки; Nb, P, TR — интрузивы центрального типа, алмазы — explosive трубки и т. д.).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эндогенные месторождения кольцевого строения весьма широко распространены в земной коре и образуют важный структурный тип, к которому принадлежат крупнейшие и уникальные по своим масштабам рудные объекты, составляющие основу сырьевой базы мировой экономики.

Уникальными генетическими и рудными образованиями являются апатитовые и редкометалльные месторождения Хибинского и Ловозерского щелочных массивов центрального типа.

Со штоками интрузивных пород связаны крупнейшие в мире месторождения молибдена (Клаймакс), меди (Бингем) и других металлов.

К explosive трубкам брекчированных пород приурочены коренные месторождения алмазов, крупнейшие месторождения меди (Браден, Илкванг), молибдена (Рэдуэлл Бейсин), полиметаллов (Серро-де-Паско), золота (Крессон, Маунт-Морган). На оловянном месторождении (Ллаллагуа), рудные жилы которого рассекают экстразивный купол порфиров, с момента эксплуатации добыто 160 тыс. т олова.

Крупные и уникальные месторождения сосредоточены в кальдерах различного типа и вулканоплутонах. К ним относятся кальдеры Сильвертон с золото-полиметаллическими рудами, Крипл-Крик с золоторудными месторождениями, кальдеры покровного типа областей тектоно-магматической активизации с редкометалльным оруденением, месторождения медно-порфирового типа.

Крупные и уникальные месторождения формируются прежде всего в рифтовых зонах и узлах их пересечения и сопряжения, а также в рифтоподобных зонах и авлакогенах (Восточно-Африканский рифтовый пояс, Восточно-Саянский грабен).

Весьма перспективны узлы, в которых краевой глубинный разлом в зоне контакта тектонических блоков резко различного внутреннего строения и геологической историей развития пересекается диагональным или поперечным глубинным трансблоковым разломом. Классическим примером структур такого типа является Колорадский срединный массив в США, к которому приурочен крупнейший рудоносный район — Колорадский рудный пояс. В его пределах сосредоточены такие крупные месторождения, как Клаймакс, Рэдуэлл Бейсин, Юред-Гендерсон, рудное поле Крипл-Крик и многие другие.

Особый интерес вызывают вулканические пояса зон мезозой-

ской и кайнозойской тектоно-магматической активизации, в пределах которых развиты кальдеры проседания покровного типа, экстрезивные купола и вулканические жерловины (краевые пояса Южной и Северной Америки, Чукотско-Охотский вулканический пояс и др.). В этих областях наиболее перспективны участки ранней докембрийской консолидации фундамента.

Для месторождений кольцевых магматических комплексов характерно многообразие слагающих их рудных тел. Среди них известны штоки, трубы, крутопадающие кольцевые жилы, конические слои, линейные простые и сложные жилы, пластовые залежи, различной формы метасоматические и штокверковые образования, в том числе макроштокверки.

В размещении оруденения обычно проявляется концентрическая горизонтальная центробежная, центростремительная или комбинированная зональность. Часто отчетливо проявляется вертикальная, в ряде случаев весьма контрастная зональность со сменой поздней минерализации верхних частей месторождений более ранней на глубине.

Формирование рудоносных кольцевых магматических комплексов происходит в условиях многоярусного размещения магматических очагов различного типа: глубинного подкорового, внутрикоровых и периферического. Роль их для различных магматических комплексов неоднородна. Для массивов ультраосновных—щелочных пород с карбонатитами глубинный подкоровый очаг — основной источник ультраосновной—щелочной магмы и оруденения. В кальдерах покровного типа областей тектоно-магматической активизации глубинный подкоровый очаг являлся не только источником периодически подаваемой магмы, но и потоков горячих флюидов, под воздействием которых закладывался основной (рудоносный) внутрикоровый очаг и периферический. Самые поздние порции основной магмы прорывались в верхние горизонты земной коры уже после рудоотложения.

В целом формирование кольцевых рудоносных структур характеризуется следующими особенностями.

В процессе консолидации земной коры число кольцевых структур возросло особенно в рифтах и рифтоподобных структурах, нарушающих континентальные устойчивые (жесткие) области.

Длительность становления материнских магматических комплексов нередко достигает многих десятков миллионов лет.

Образование постмагматического оруденения было многоэтапным и многостадийным и сопровождалось многоактным отложением рудных минералов, нередко прерываемым внутрирудным магматизмом.

Значительный вертикальный диапазон оруденения обусловлен большой температурной ступенью минералообразования в условиях большой открытости рудолокализирующих кольцевых и линейных трещинных структур и значительной глубиной магматических очагов.

Многообразие морфологических типов рудных тел обусловлено различными условиями их локализации при контроле как кольцевыми, так и линейными трещинами.

Наиболее полное сочетание упомянутых факторов и их проявление в локальных участках земной коры определяет благоприятные условия для формирования крупномасштабных рудных объектов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Явления тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизация земной коры. М., Наука, 1964, с. 3—7.
2. Брайцева О. А., Богоявленская Г. Е., Эрлих Э. Н. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., Недра, 1974, с. 10—31.
3. Брекчиевые трубчатые и дайковые тела Коксайского рудного поля/З. М. Нурбаев, А. Н. Полетаев, И. В. Сычев, Б. Е. Варновских. — В кн.: Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата, 1977, с. 136—153.
4. Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений. М., Наука, 1975.
5. Дунаев В. А. Структура Коршуновского железорудного месторождения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 130—137.
6. Дунаев В. А. Рудно-карбонатитовые узлы Ковдорского массива ультраосновных — щелочных пород. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 10, с. 83—86.
7. Еремич Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибирск, Наука, 1974.
8. Зак С. И., Каменев Е. А. Хибинский щелочный массив. Л., Недра, 1972.
9. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активированных областей. М., Недра, 1972.
10. Калинин А. И. Морфоструктура минерализованных зон Дукатского золото-серебряного месторождения. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 902—904.
11. Карбонатиты/Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса. М., Мир, 1969.
12. Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 9, с. 60—82.
13. Лаверов Н. П., Максимова И. Г., Толкунов А. Е. Карабашская вулканическая депрессия и ее рудоносность. — В кн.: Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М., Наука, 1972, с. 87—107.
14. Лаверов Н. П., Невский В. А., Толкунов А. Е. Кольцевые и дуговидные разломы. — В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 32—44.
15. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита/А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др. М., Недра, 1971.
16. Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо/С. Уоллес, Н. Мункастер, Д. Джонсон. — В кн.: Рудные месторождения США. М., Мир, 1973, т. 2, с. 217—260.
17. Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 47—61.
18. Невский В. А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1973, № 5, с. 3—18.
19. Невский В. А. Зональность в строении разломов и закономерности размещения эндогенного оруденения. — В кн.: Особенности геологии рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 40—58.
20. Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., Недра, 1979.
21. Невский В. А. Эксплозивные трубчатые тела брекчированных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 6, с. 86—96.
22. Невский В. А., Котляр В. Н. Структура эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми разрывами. — Геология рудных месторождений, 1970, № 5, с. 3—15.
23. Невский В. А., Козлова П. С. Трубчатые тела брекчированных пород Северного Тянь-Шаня и их отношение к оруденению. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1971, с. 313—319.
24. Невский В. А., Фролов А. А. Зональность кольцевых магматических комплексов. — Советская геология, 1974, № 11, с. 90—102.
25. Никитин Б. М. Деформации вмещающих пород при формировании кимберлитовых трубок. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 41—49.
26. Нурбаев З. М., Полетаев А. Н. Брекчиевые образования медно-порфировых месторождений. — В кн.: Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата, 1977, с. 109—121.
27. Оrogenная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения/Н. П. Лаверов, И. Н. Томсон, В. Н. Полуэктов и др. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Наука, 1980, с. 20—42.
28. Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибдено-порфировых месторождений. М., Наука, 1977.
29. Рудоносность континентальных вулканических поясов/И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Т. Н. Кочнева и др. М., Недра, 1982.
30. Сафонов Ю. Г. Золоторудные месторождения Трансильвании. — В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
31. Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.
32. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 4-е. М., Недра, 1982.
33. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. — Геология рудных месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
34. Страхов Л. Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1978.
35. Структуры рудных полей и месторождений молибдена, вольфрама и олова/Б. В. Макеев, А. Б. Павловский, В. Т. Покалов и др. М., Недра, 1983.
36. Трофимов В. С. Геология месторождений природных алмазов. М., Недра, 1980.
37. Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М., Недра, 1974.
38. Фролов А. А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с. 52—61.
39. Фролов А. А. Промышленные типы месторождений в ультраосновных — щелочных породах и карбонатитах. — Разведка и охрана недр, 1971, № 5, с. 13—17.
40. Фролов А. А. Структурные условия образования формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., 1972, с. 7—36 (Тр. ВИМС, вып. 35).
41. Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975.
42. Фролов А. А. Рудная формация комплексных месторождений в карбонатитах. — В кн.: Принципы прогнозирования и оценки рудных месторождений. М., Недра, 1977, с. 43—82.
43. Фролов А. А. Штокверковые рудные месторождения. М., Недра, 1978.
44. Шерба Г. Н., Лаумулин Т. М. Структуры редкометальных штокверков. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 110—128.
45. Яковлев П. Д. Главнейшие структурные типы эндогенных рудных месторождений. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 7, с. 61—67.

46. *Fletcher C. J. N.* The geology, mineralization and alteration of Ilkwang min, Republic of Korea. — *Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, N 5, p. 8—16.

47. *Geology of the Urad and Henderson Molibdenite Deposits, Clear Creek County, Colorado, with a Section on a Comparison of These Deposits with Those at Climax, Colorado*/S. R. Wallace, W. B. Mackensil, R. G. Blair, N. K. Muncaster — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, p. 325—368.

48. *Heinrich E.* The Palabora carbonatitic complex — a unique copper deposit. — *Can. Miner.*, 1970, vol. 10, pt. 3, p. 585—598.

49. *Sahrp J. E.* Molibdenum Mineralized breccia Pipe Complex, Redwell Basin, Colorado. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, N 3, p. 369—382.

50. *Slack Y. F.* Multistage vein ores of the Lake City district, western San Yuan Mountains Colorado. — *Econ. Geol.*, 1980, vol. 75, N 7, p. 963—991.

## УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Агата (флюорит; Средняя Азия) 150  
Агуачилле (Ве, флюорит; Мексика) 166, 176  
Актогай (Cu, Mo; Казахстан) 95, 101—107  
Актюзское (Pb, Zn, Mo, Sn; Средняя Азия) 11, 16, 31, 34, 163, 164, 197—201  
Альтенберг (Sn, Mo, Bi, W; ГДР) 83, 94  
Амба-Дангар (Nb, Ta, TR, флюорит; Индия) 156, 157  
Арбарастах (P, Nb, Ta, TR; Якутия) 14, 31, 47, 60, 61  
Асио (Pb, Zn, Cu, Sn, W, B; Япония) 95, 116—118  
  
Басик (Au, Ag; США) 167, 190  
Бая-Сприе (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, W; Румыния) 34, 95, 120, 121  
Бегетоув-Лохабер (Nb, Sn, TR; Австралия) 78  
Белл-Хилл (флюорит; США) 138  
Бингем (Cu, Mo; США) 216  
Большеатагинское (P, флюорит; Восточные Саяны) 20, 31, 53—56  
Боровское (Nb, Sn, TR; Казахстан) 37, 78  
Браден (Cu; Чили) 167, 176, 177  
Бретон (Cu, Mo, Au, Ag; Канада) 9, 167, 177  
Бугданское (Mo, Pb, Zn; Забайкалье) 83, 93  
Булуктайское (W, Mo; Забайкалье) 34, 161, 164, 167, 194—197  
Бушвельд (Cr, Fe, Ti, Ni, Cu, Pt; ЮАР) 74, 75, 169  
Бэица (Au, Ag, Pb, Zn; Румыния) 34, 95, 122  
  
Восточная Брекчия (Cu, Mo; Мексика) 185  
Восточно-Эгитинское (Pb, Zn; Забайкалье) 187  
Вудроу (U; США) 166, 174  
Вулкан (Sn, Cu, Pb, Ag; Австралия) 167, 194  
  
Гленовер (P, Nb; ЮАР) 14, 237  
  
Деалул Круче (Au, Ag, Pb, Zn; Румыния) 122  
Джанет (Mo, W; Казахстан) 83, 93, 94  
Джос-Букуру (Nb, Sn, TR; Нигерия) 80, 81  
Дукатское (Ag, Au; Северо-Восток СССР) 120  
  
Ессейское (Fe, P; Восточная Сибирь) 61—63  
  
Илкванг (Cu, W; Южная Корея) 167, 182, 183  
Инаглинское (флюорит; Якутия) 14, 32, 37, 76, 77  
Инкурское (W; Забайкалье) 34  
  
Кайзерштуль (Nb, P, TR; ФРГ) 12  
Кананеа-Дулут (Cu, Mo; Мексика) 185  
Канганкунде (TR, P; Малави) 95, 118  
Каменный Карьер (Hg; Закарпатье) 173  
Капот (Cu, Mo; Мексика) 161, 185  
Караобинское (W, Mo, Sn; Казахстан) 95, 107—113  
Кенам (U; Канада) 166, 174  
Клаймакс (Mo, W; США) 14, 32, 34, 83, 88—93  
Ковдорское (Fe, P, флогопит; Кольский полуостров) 14, 37, 39, 47, 52, 56—61, 214  
Коксайское (Cu, Mo; Казахстан) 13, 167, 178—182  
Кондерское (Cr; Якутия) 37, 73, 76—78  
Корольке (Sn, Ag, W, Bi; Боливия) 95, 119  
Коршуновское (Fe; Восточная Сибирь) 15, 166  
Коунрад (Cu, Mo; Казахстан) 22, 95, 98—101  
Крессон (Au; США) 166

Крипл-Крик (Au; США) 32, 175—176  
 Кушенга (W, Sn; Забайкалье) 11, 167  
 Ловозеро (TR, Nb; Кольский полуостров) 14, 70—72, 212  
 Ла-Колорадо (Cu, Mo; Мексика) 16, 167, 184, 185  
 Ламан (Au; Канада) 94  
 Лейк-Сити (Pb, Zn, Au, Ag; США) 152, 153  
 Ллаллагуа (Sn, Ag, W, Bi; Боливия) 95, 124—127  
 Лост Шип (флюорит, США) 138  
 Магора (Hg; Закарпатье) 166, 173  
 Майтас (Nb, Sn; Казахстан) 37, 78  
 Маунт-Морган (Au, Cu; Австралия) 11, 167, 190—192  
 Мвадуи (алмазы; Танзания) 161, 165  
 Мвамбуто (Nb, Ta, TR; Замбия) 118, 225  
 Мусарно (Au, Ag, Pb, Zn; Румыния) 122  
 Нагнаг (Au, Ag; Венгрия) 15, 95, 119  
 Напак (Nb, Ta, TR; Уганда) 41, 115, 116  
 Нижнесаянское (P, TR; Восточная Сибирь) 49—53, 54, 56, 164  
 Ока (Nb, Ta, Fe, P; Канада) 37, 42, 65—67  
 Онверхарт (Pt; ЮАР) 166, 169  
 Палабора (Cu, P, Fe; ЮАР) 13, 14, 31, 47, 49, 63—65  
 Первомайское (Mo; Забайкалье) 34, 84, 85  
 Пиларес (Cu, Ag; Мексика) 219, 225  
 Потоси (Sn, Ag, W, Bi; Боливия) 15, 95, 122—124  
 Премьер (алмазы; ЮАР) 227  
 Родсайд (Be; США) 137  
 Рэдуэлл Бейсин (Cu, Pb, Zn, Sn, W, Mo; США) 14, 201—203  
 Садбери (Ni, Co, Cu, Au, Ag, Pt; Канада) 75, 76  
 Сан-Юлиан (Au; США) 167, 189—191  
 Сан-Франциско-де-лос-Андес (Bi, Cu; Аргентина) 167, 183  
 Сара-Фиер (Nb, Sn, TR; Нигерия) 81, 82  
 Сибайское (Cu; Урал) 118  
 Серро-де-Паско (Cu, Pb, Zn, Ag; Перу) 12, 16, 22, 167, 187—189  
 Сильвертон (Pb, Zn, Au; США) 127, 130, 153—156  
 Смериковое (Hg; Закарпатье) 166, 173  
 Стантр (Pb, Zn; Югославия) 34, 167, 186, 187  
 Сынныйское (P; Прибайкалье) 37, 72, 73  
 Таланджинское (Pb, Zn, As, Hg, Mo, W; Забайкалье) 141, 142  
 Томас-Маунтин (Be, флюорит, США) 137—139  
 Тороро (P, Nb; Уганда) 41, 115  
 Тундулу (TR, P; Малави) 42, 114, 115  
 Уайт-Маунтин (Nb, Sn, TR; США) 78  
 Узонско-Гейзерное (As, Se, Hg; Камчатка) 127, 130, 131—137  
 Фиш Спрингс (Be; США) 137  
 Харловское (Fe, Ti; Алтай) 37, 78  
 Хибинское (P, TR; Кольский полуостров) 14, 32, 37, 67—70  
 Хилтон (флюорит; США) 138  
 Хинганское (Sn; Забайкалье) 13, 16, 167, 192—194  
 Холтасонское (W; Забайкалье) 85  
 Чибаргата (флюорит; Средняя Азия) 150  
 Чилва (Nb, TR; Малави) 37, 43, 113, 114  
 Ыллымах (TR; Якутия) 37, 140, 141  
 Юред-Гендерсон (Mo; США) 14, 86—88  
 Якупиранга (P, Nb; Бразилия) 45, 222

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                | Стр. |
|--------------------------------------------------------------------------------|------|
| Введение . . . . .                                                             | 3    |
| Геотектоническое положение . . . . .                                           | 5    |
| Структурные элементы . . . . .                                                 | 15   |
| Разломы . . . . .                                                              | 17   |
| Трещиноватость . . . . .                                                       | 27   |
| Рудоносные кольцевые системы . . . . .                                         | 37   |
| Интрузивы центрального типа, купола и штоки . . . . .                          | 37   |
| Вулкано-плутоны, вулканы и экструзивные купола . . . . .                       | 95   |
| Кальдеры проседания . . . . .                                                  | 127  |
| Эксплозивные трубки . . . . .                                                  | 160  |
| Структурные и металлогенические особенности . . . . .                          | 209  |
| Структурные и морфологические особенности рудных тел и месторождений . . . . . | 209  |
| Зональность оруденения . . . . .                                               | 221  |
| Металлогенические особенности . . . . .                                        | 233  |
| Заключение . . . . .                                                           | 239  |
| Список литературы . . . . .                                                    | 242  |
| Указатель месторождений . . . . .                                              | 245  |