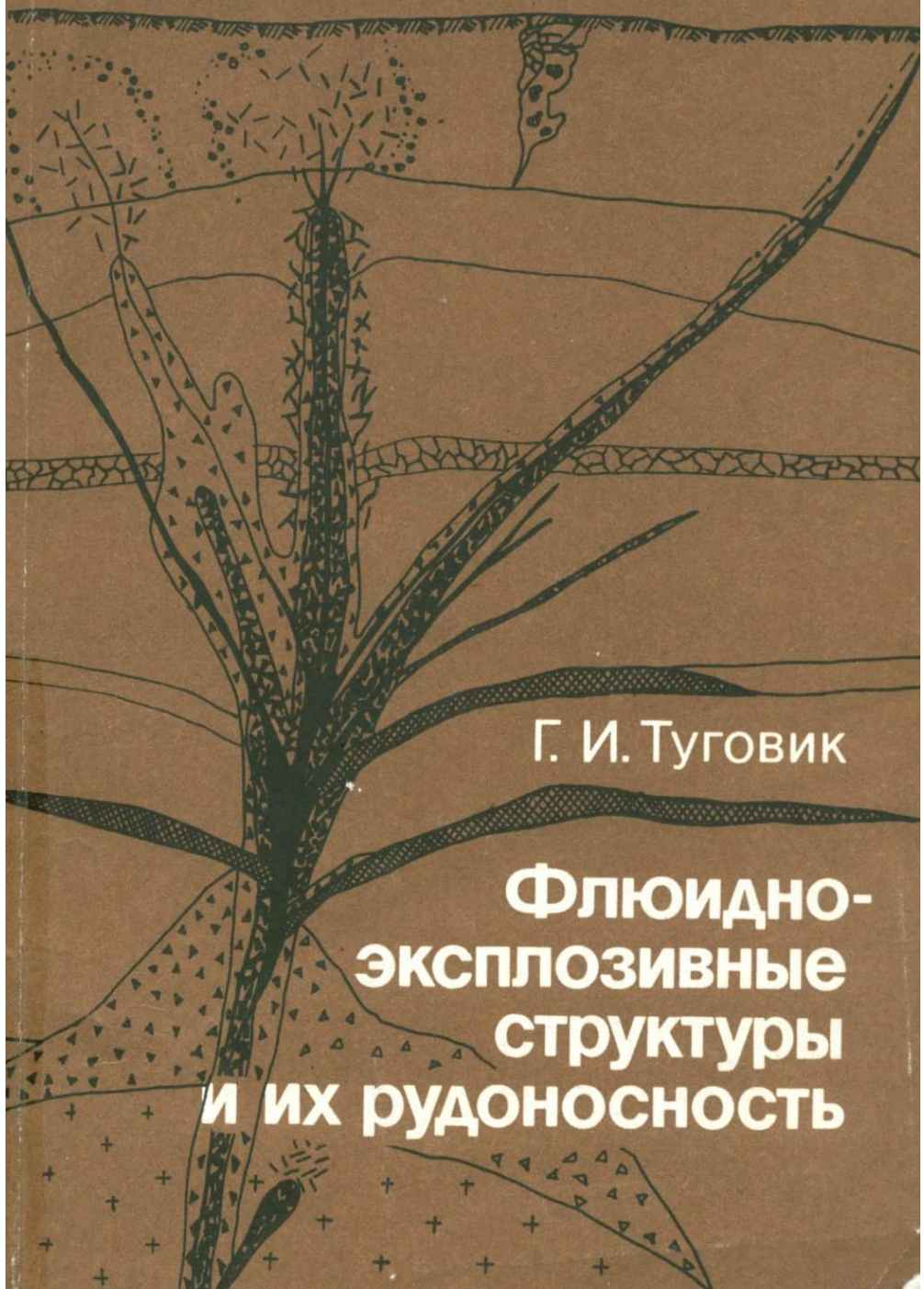


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Г. И. Туговик

**Флюидно-
эксплозивные
структуры
и их рудоносность**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ БУРЯТСКОГО ФИЛИАЛА СО
АМУРСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ДВНЦ СО

Г. И. Туговик

4180

Флюидно- эксплозивные структуры и их рудоносность

Ответственный редактор
доктор геол.-минерал. наук В.Г. КУШЕВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984.

Работа посвящена характеристике флюидно-эксплозивных структур, связанных с магмой различного состава, которые развиты в различной геоструктурной обстановке и проявлены на многих месторождениях (алмазов, платины, железорудных, медно-никелевых, урановых, свинцово-цинковых, меднорудных, ртутных и особенно золоторудных и редкометалльных). Разработана генетическая модель формирования ФЭС, основанная на взрывообразном (кессонно-эксплозивном) развитии в пневматолито-во-гидротермальную стадию газовых и газовой-жидких постмагматических флюидов с усложнением процессами обрушения.

Табл. 10. Ил. 79. Библиогр. 240 назв.

Рецензенты: Н.А.Фогельман, А.Г.Миронов, В.Д.Мельников

Глеб Иванович Туговик

ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Утверждено к печати

Геологическим институтом Бурятского филиала СО АН СССР

Амурским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ

Редактор Н.И. Андрусенко. Редактор издательства О.А. Харнас

Художник В.Я. Базинцев. Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор О.В. Аредова. Корректор З.Д. Алексеева

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27744

Подписано к печати 29.05.84. Т—09173. Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,0. Усл.кр.-отт. 12,3. Уч.-изд.л. 15,8
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1417. Цена 2 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Исследование посвящено важной в научном и практическом отношении проблеме формирования флюидно-эксплозивных структур (ФЭС), развитых на многих эндогенных минеральных месторождениях. Актуальность этого исследования вытекает из того, что ФЭС служат важными структурными элементами, а зачастую и главными рудовмещающими телами на многих, в том числе крупнообъемных, рудных месторождениях (редких металлов, золота, свинца, цинка, железа, меди, никеля и др.), поиски которых со всей остротой стоят перед современной практикой; в настоящее время они являются пока единственным промышленным коренным источником алмазов.

Брекчиевые оруденелые eksploзивные тела изучались и ранее [140], в том числе и автором [162]. С тех пор накоплен значительный материал, позволяющий с новых позиций обобщить и проанализировать данные по их строению и условиям формирования, с получением ряда интересных выводов.

1. Флюидно-эксплозивные структуры встречаются на эндогенных месторождениях в связи с магмами различного состава в различной геоструктурной обстановке и имеют при этом общие черты строения и развития, а именно: специфические особенности морфологии, протяженности на глубину, характера распределения минерализации, последовательности своего формирования.

2. Формирование ФЭС обусловлено взрывообразным (кессонно-эксплозивным) воздействием отделяющихся от магматического очага в течение длительного геологического времени газово-жидких флюидов. При фокусированном давлении (по принципу гидроудара) эти флюиды образуют брекчиевое eksploзивное тело, являющееся локализатором приуроченной к нему минерализации.

3. Флюидизация и усадка при кристаллизации магматического очага являются причиной широко распространенных у ФЭС явлений распределения обломков по их гравитационной крупности (обрушение крупных глыб на фоне восходящего перемещения мелкообломочного материала).

4. Участками развития ФЭС являются тектонически ослабленные зоны земной коры различных глубин заложения, особенно кольцевого строения; при их формировании возникает концентрическая и радиальная трещиноватость. Рудовмещающими по периферии ФЭС являются, кроме того, региональные тектонические разрывы и благоприятные стратиграфические горизонты, а внутри их минерализация образует оруденелые брекчии или развивается по системам наложенных трещин.

5. Установлено, что ФЭС, связанные с магмой различного состава, могут сочетаться в пределах одних и тех же геоструктурных элементов. Для оконтуривания ФЭС наряду с общегеологическими и космическими исследованиями с успехом могут быть применены биогеохимические, радио-геохимические методы (гамма-спектрометрический анализ) и данные декрептомет-

рических съемок. Параметры их могут быть получены экспериментально и смоделированы математически. Полученный материал позволяет по-новому подойти к оценке довольно многочисленных рудопроявлений, связанных с ФЭС, которые раньше не исследовались из-за незначительных площадных параметров участков развития минерализации и недоучета распространения взрывчатых тел на глубину.

В основу монографии положен фактический материал, собранный автором в течение 20-летних исследований на минеральных месторождениях Саяно-Байкальской горной области (более 40 объектов) и прилегающих районов Сибирской платформы.

Кроме того, для сравнения привлекались материалы геологов объединения "Бурятгеология" (В.П. Верника, М.Е. Замащикова, В.И. Игнатовича, В.А. Лбова и др.), а также отечественные и зарубежные литературные источники.

Большую помощь в аналитической работе автору оказали А.М. Гофман, Ю.Н. Каперская, Ю.Ф. Погребняк. В процессе работы автор пользовался советами и помощью А.Н. Булгатова, И.В. Гордиенко, С.А. Гурулева, А.Л. Ковалевского, Ф.П. Кренделева, В.Г. Кушева, Г.С. Риппа, Д.И. Царева, а также В.В. Аристов, С.А. Вахромеева, Ф.И. Вольфсона, М.К. Косыгина, В.А. Невского, Н.А. Фогельман, которым выражает свою искреннюю признательность.

Часть первая

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Глава 1

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Интерес к пониманию механизма формирования брекчиевых образований со стороны исследователей далеко не случаен, поскольку выяснение генезиса брекчиевых тел в значительной степени способствует установлению общих закономерностей образования рудной и нерудной минерализации, а также решению ряда практических задач, в частности, определению условий залегания и перспектив рудных тел. Имеющиеся к настоящему времени геологические данные позволяют говорить о большом разнообразии факторов, приводящих к появлению рудоносных брекчиевых тел. Эти факторы могут быть обусловлены как внешними по отношению к рудогенерирующим интрузиям причинами с развитием деформаций в определенном тектоническом поле напряжений, так и внутренними, связанными с особенностями кристаллизации магматического расплава и рудоносных флюидов [68].

За счет внешних причин брекчиевые тела возникают при тектонических явлениях, в том числе при формировании вихревых структур и кольцевых разломов, а также от ударов метеоритных тел. Внутренние причины образования брекчий более разнообразны: они возникают при вулканическом процессе, становлении магматических тел (за счет усадки при кристаллизации магмы или ее оттоке), эруптивной (автомагматической), метасоматической и флюидно-эксплозивной (также с самым широким проявлением метасоматоза) деятельности. В особую группу входят осадочные и карстовые брекчиевые тела.

По способу формирования целесообразно выделять три ниже охарактеризованные, по данным М.М. Константинова [68], главных типа брекчиевых руд: тектонический, метасоматический и флюидно-эксплозивный, хотя минерализованными в той или иной степени могут быть и брекчиевые тела иного генезиса (вулканические, осадочные, автомагматические и др.).

Тектонические рудные брекчии в виде линейных зон брекчиевого строения образуются вследствие проявления тектонических процессов. Согласно тектонофизическим экспериментам М.В. Гзовского [29], разработавшего теорию формирования разрывов, последние образуются в такой последовательности. Вначале формируются полосы мелких трещин, затем кулисообразные разрывы, сливающиеся при дальнейшем развитии деформации в волнистые разрывы. Тектонические брекчии возникают позднее при перемещении пород вдоль поверхности деформаций и их дезинтеграции; состав обломков при этом соответствует составу окружающих пород. Таким образом, тектонические брекчии — результат "зрелого" развития деформации, прошедшей период формирования контролирующей брекцию разрывной структуры. Поэтому наиболее характерные формы нахождения тектонических брекчий — узкие пластины раздробленных пород, ограничен-

ные субпараллельными плоскостями сколов с глиной трения и цементирующим рудным веществом. Реже зона брекчирования контролируется одной волнистой поверхностью разлома и развивается спорадически в тех или иных участках его изгибов. Перемещения по такой структуре обычно малоамплитудные, с незначительным сдвигом обломков, имеющих остроугольную форму.

Рудоносные брекчии метасоматического происхождения формируются вследствие неравномерного диффузионно-фильтрационного просачивания растворов и замещения рудными минеральными ассоциациями вмещающих пород. Для них характерны: обычно неправильная морфология брекчиевых метасоматических зон; неровные и нечеткие (постепенные) границы рудных тел; овальная или овально-угловатая форма обломков с расплывчатыми очертаниями; наличие "теней" обломков в цементе; постепенные переходы в зоны прожилков, формирующихся по мере развития метасоматических процессов в однородные жилообразные тела без включений вмещающих пород.

Д.И. Царев [178] выделяет промежуточный тип тектоно-метасоматических брекчий, текстура которых складывается из отдельных фрагментов (обломков и обломковидных обособлений), а современный облик и состав сформированы в результате метасоматических процессов. Морфология этих тел и первичный состав обломков должны быть такими же, как и у тектонических брекчий.

Выделяемый М.М. Константитовым инъекционный подтип рудоносных брекчий формируется на локальных участках рудных тел вследствие большой внутренней энергии гидротермальных растворов. Это невыдержанные по мощности и простираению брекчиевые тела, залегающие на месте как бы раздвинутых пород с частичными переходами в зоны прожилков. Обломки пород таких брекчий смещены в пространстве, но если исключить минерализованную часть, их можно как бы соединить один с другим. Как нам представляется, этот тип брекчий является разновидностью флюидно-эксплозивных.

Флюидно-эксплозивные брекчии являются наиболее важными и распространенными по сравнению с выше отмеченными типами рудоносных брекчий.

Эксплозии (от лат. explodo — прогоняю с шумом, англ. explosion — взрыв), согласно современным представлениям, проявляются как в поверхностных, так и в подземных условиях. Для поверхностных (вулканических) условий под эксплозией понимается [28, с. 429] взрыв (пароксизм), сопровождающийся выбросом в атмосферу большого количества пирокластического материала и газа. Для флюидно-эксплозивных явлений, происходящих в подземных условиях, каких-либо четких определений в литературе не имеется. Проведенные исследования позволяют считать, что подземные эксплозии — это также определенные категории взрывных явлений, при которых газовые или газовой-жидкие флюиды при своем кессонно-эксплозивном саморазвитии нарушают сплошность горной породы и образующаяся при этом брекчия либо остается на месте, либо испытывает перемещение и перемешивание.

Для выделения флюидно-эксплозивных брекчий из всего природного многообразия брекчиевых образований могут быть использованы перечисленные ниже критерии, установленные автором [163, 164].

1: Изометричная или эллипсовидная в плане, перевернуто-конусная (воронко- и трубообразная) в разрезе форма брекчиевых тел с наличием бухтообразных и дайкоподобных апофиз или отдельных даек, часто рассекающих трубчатые тела, и силлов; "слепое" выклинивание трубчатых тел и их

апофиз по восстанию и переход в дайки интрузивных пород по падению; секущие ("интрузивные") контакты при отсутствии в контактовых зонах термального изменения пород; высокая инъекционная способность брекчиевого материала, обуславливающая проникновение его в тончайшие трещины и между пластами слоистых пород.

2. Отсутствие в экзоконтактовых зонах трубчатых и дайкоподобных брекчиевых тел и среди обломков в самих брекчиях следов тектонического дробления (участков милонитизации, глинки трения, зеркал скольжения и т.п.) и перемещения отдельных блоков; наличие локальных радиальных и концентрических трещин, возникающих вблизи брекчиевых тел при их развитии.

3. Состав цемента (матрицы брекчий) из более тонкой фракции того же материала, что и крупные обломки; наличие следов флюидального течения цементирующего материала; часто наблюдаемая округлая форма обломков (при отсутствии следов их перемещения или вращения) за счет дезинтеграции и трения с цементом, а также глубокого метасоматического преобразования.

4. При полимиктовом составе брекчий их хаотическое перемешивание с опусканием (иногда на несколько сот метров по вертикали) вышележащих пород и воздыманием на верхние горизонты самых глубинных (экзотических) пород.

5. Раннерудный и интраминерализационный период возникновения брекчиевых тел с разделением в ряде случаев этапов их формирования внедрением магматических пород; многоэтапность их формирования с локализацией более поздних тел в пределах более ранних, наличием обломков (литокластов) ранних брекчий в более поздних, присутствием рудокластов (иногда с признаками кавитационно-эксплозивного воздействия) и т.д.

6. Наличие в брекчиях продуктов пневматолитово-гидротермальной деятельности за счет существенно газовых ранних структурообразующих флюидов вплоть до развития газовых руд (оруденелых брекчий и сплошных залежей) при глубинном источнике рудного вещества; наибольшая рудоносность eksploзивных тел поздних этапов формирования по сравнению с более ранними.

Таким образом, при всем природном многообразии брекчиевых образований наряду с морфологией решающую роль для установления ФЭС играет состав выполняющих пород; в их брекчиях совместно с обломками близповерхностных пород встречаются вынесенные с больших глубин, и наоборот, первые бывают опущены на значительную глубину. В опубликованной же литературе не только сами флюидно-эксплозивные структуры отличаются терминологически, но и выполняющие их породы фигурируют под различными наименованиями, в наборе которых отражаются либо различные представления авторов об их генезисе, либо разнообразие состава и текстурно-структурного облика пород, а именно: гидротермальные, дистиллятогенные, туфовидные, магматогенные, автомагматические, инъекционные брекчии, автобрекчии, кривлякиты, жирекениты, дайки-брекчии, гальковые дайки, брекчиевые и гальковые столбчатые тела, обломочные, туффизитовые породы и т.д.

В связи с тем что породы, слагающие брекцию флюидно-эксплозивных структур, часто почти полностью изменяются за счет метасоматических процессов и это затрудняет их диагностику, важную диагностическую роль играют геологические закономерности, обобщенные в табл. 1.

Если рассматривать флюидно-эксплозивный процесс с физической точки зрения, то, как показал И.П. Шарапов, принципиальной разницы между подземными и поверхностными eksploзиями нет, так как в физике горе-

Таблица 1

Характерные признаки брекчиевых тел различного происхождения

Типы брекчиевых тел	Морфология	Состав обломков	Состав цемента	Сопутствующие разрывы
Флюидно-эксплозивные (не связанные с поверхностью в момент формирования)	Перевернуто-конусные, силло- и дайкоподобные, неправильные (бескорневые тела)	Полимиктовый с обломками глубинных и блоками вышележащих пород; характерны рудокласты	Два типа цемента в различных соотношениях соответствует обломочной части брекчий, рудно-метасоматический	Концентрические и радиальные разрывы и трещиноватость с рудными жилами и прожилками и флюидно-эксплозивными дайками
Вулканические (открытые в момент формирования)	Цилиндрические (корневые тела)	Вулканокласты различного состава (лавобрекчий, агломератовые и псефитопсаммитовые туфы)	Тонкозернистый вулканокластический материал, вулканическое стекло	Концентрические и радиальные разрывы с дайками субвулканических пород и вулканокластов
Гидропрорывные (грязевые вулканы)	Перевернуто-конусные, силло- и дайкоподобные	"Сопочные" брекчий из осадочных (глины, аргиллиты и др.) пород	Илы (пелиты), карбонаты, гипс	Кольцевые разрывы
Тектонические	Линейные; на пересечениях разрывов в плане округло-изометричные	Мономиктовый, соответствующий составу вмещающих пород	Аналогичен вмещающим породам; милониты	Линейные разрывы, зоны милонитизации и катаклаза
Эруптивные и автомагматические	Плащевидные (в апикальных частях интрузий); дайкообразные	Соответствует вмещающим породам или эндоконтактовым породам интрузий	Магматический	Контракционная трещиноватость в надинтрузивной толще и эндоконтактовых частях массивов

ния под взрывом любого масштаба понимается процесс весьма быстрого физического или химического превращения системы, сопровождающийся переходом ее потенциальной энергии в механическую работу. Последняя обусловлена быстрым расширением газа или пара независимо от того, существовали они до взрыва или образуются при взрыве. Существенным признаком флюидно-эксплозивной деятельности является скачкообразный перепад давления в окружающей среде. Поэтому подземная флюидно-эксплозивная деятельность относится к таким взрывам, которые происходят за счет перепада давления в газе (кессонно-эксплозивный эффект) в результате его нагревания или выделения растворенного газа из жидкости при снижении давления. Флюидно-эксплозивная брекчия, вероятнее всего, образуется за счет выделяющихся в течение длительного (геологического) времени газов из магматического очага при снижении (перепада) давления и, таким образом, флюидно-эксплозивный геологический процесс приближается к техническому процессу, получившему наименование флюидизации [220]. Возникающая флюидно-эксплозивным путем брекчия в дальнейшем перемешивается и передвигается за счет давления тех же флюидов, особенно в тектонической активной обстановке.

Термин "флюидно-эксплозивная структура" более правомерен и всеобъемлющ, чем термин "трубка взрыва" и различные его синонимы ("вулканическая трубка", "туфовая трубка", "маар", "диатрема", "гидропрорывная трубка" и т.д.). Термин "трубка взрыва" определяет трубчатую форму тела и его образование вулканическим (подразумевается одноактным и катастрофическим) взрывом, достигающим земной поверхности [211, 221, 238].

Механизм же формирования ФЭС, как и их морфология, является более сложным. В них отсутствуют следы выброса материала в результате поверхностных вулканических процессов, но, наоборот, имеются все признаки подземного происхождения, часто со следами медленного выдавливания брекчиевого материала, возникающего за счет подземных exploзий, что в принципе возможно и при закупорке вулканических жерловин или в закрытых паразитических кратерах; у многих ФЭС отчетливо проявлены следы нисходящего применения (обрушения). В некоторых случаях ФЭС могли быть сформированы при кристаллизации интрузивных пород в ходе спонтанного прохождения летучих по ослабленным зонам и их кессонно-эксплозивного разрыва в то время, пока часть магмы еще не подверглась консолидации. В подобных случаях флюидно-эксплозивные брекгии являются фронтальными частями магматических колонн и по своему внешнему облику сходны с эффузивными породами.

Если в закупоренных вулканических каналах и недоразвитых паразитических жерлах современных вулканов [218] произошла разгрузка гидротермальных продуктов, то они, так же как и проявления грязевого вулканизма, имеют общность с ФЭС. При образовании грязевых вулканов формируются так называемые сопочные брекгии исключительно осадочных пород. Важнейшими условиями образования грязевого вулканизма являются [37] наличие мощных толщ высокопластичных глинистых пород при их высокой обводненности, газовых залежей с аномально высоким давлением, диапировых структур и тектонических нарушений. Однако ископаемые грязевые вулканы, корни которых фиксируются на глубинах, сопоставимых с глубиной заложения флюидно-эксплозивных структур (4—5 км), могли служить рудовыводящими и рудовмещающими каналами при проявлении более позднего магматизма, и в таком случае понятия палеогрязевых вулканов и ФЭС сближаются.

ФЭС, встречающиеся в различных частях земного шара как в платфор-

менных условиях, так и в складчатых областях, часто представляют крупнейшие месторождения полезных ископаемых или являются неременной их составной частью. К настоящему времени их морфологические особенности относительно детально изучены, тогда как генетическая сущность эндогенных процессов, приводящих к их формированию, остается исследованной еще очень слабо. Большую помощь для их понимания оказывают экспериментальные данные. Изучение ФЭС представляет одну из труднейших задач геологии, требующую для своего решения использования многочисленных методов: стратиграфического, структурного, петрологического, минералогического, геофизического и других, однако, решающее значение имеют геологические закономерности, полученные при детальном картировании.

Наиболее важным критерием для подразделения самих флюидно-эксплозивных тел является состав выполняющих их пород и по этому признаку выделяется четыре их главных типа.

I тип ФЭС — флюидно-эксплозивные тела, сложенные мономиктовой неперемещенной брекчией. У этого типа ФЭС обломки и цемент брекчии аналогичны по составу вмещающих пород. В связи с этим возникают определенные трудности в диагностике ФЭС данного типа, которые устанавливаются на месторождениях только в результате детальных разведочных или эксплуатационных работ. Характерные примеры данного типа ФЭС выявлены среди интрузивных пород многочисленных золоторудных и редкометалльных месторождений.

II тип ФЭС — флюидно-эксплозивные тела, сложенные полимиктовой гетерогенной брекчией. Они возникают в результате подземных взрывов, осложненных явлениями обрушения (оседания) и интенсивного хаотического перемешивания брекчиевого материала. При вскрытии эрозией такая ФЭС обнажается на поверхности изометричным или вытянутым телом брекчий. Состав обломков и цемента зависит от состава рассекаемых ФЭС пород, в них могут присутствовать вышележащие и нижележащие иногда более древние образования туфового и эффузивного состава. Это наиболее распространенный тип ФЭС золоторудных, редкометалльных и других месторождений.

III тип ФЭС — флюидно-эксплозивные тела, сложенные полимиктовой брекчией, сцементированной интрузивной породой. Такие ФЭС возникают в случае, когда в их центральную часть между обломками и их блоками проникает магма. Если в определенный момент подъем магмы прекратится, брекчия окажется неполностью сцементированной магматическим материалом. В отличие от эруптивных (автомагматических) брекчий, которые также цементируются магматической породой, для данного типа ФЭС характерен полимиктовый состав обломков. ФЭС подобного типа широко распространены на месторождении Ледвилл (Колорадо, США), где обломки всех пород, рассеянных трубчатыми брекчиевыми телами, сцементированы риолитом, образующим также дайки по их периферии [198]. Сюда же могут быть отнесены брекчиевые тела кимберлитов и близкие к ним кривлякиты, выявленные П.Е. Оффманом на Сибирской платформе. Брекчии таких ФЭС довольно часто бывают рассеяны одиночными или радиально расходящимися концентрическими дайками интрузивных пород. Иногда кольцевые дайки предшествуют появлению флюидно-эксплозивных тел.

На территории Саяно-Байкальской горной области характерным примером ФЭС III типа служит брекчиевое образование Шагайтэ-Гольского редкометалльного месторождения в Восточном Саяне. Другие примеры известны среди золоторудных (Крипл-Крик), редкометалльных (Агуачилла), по-

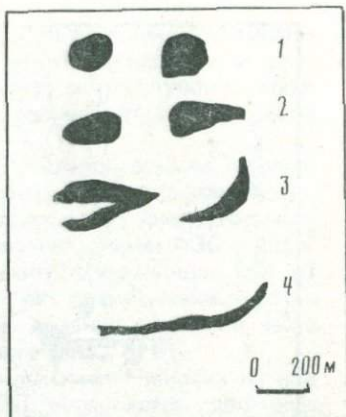
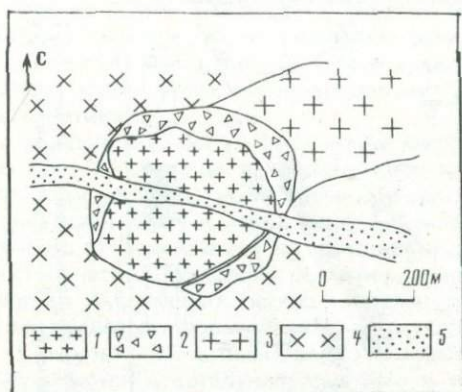


Рис. 1. Строение штока Жаргаланта (хр. Хамар-Дабан)

1 — грейзенизированные граниты; 2 — полимиктовые брекчии; 3 — лейкократовые граниты; 4 — сиениты; 5 — аллювий

Рис. 2. Морфология флюидно-эксплозивных структур (ФЭС) в плане (на примере редкометальных месторождений)

1 — округлые, угловато-округлые; 2 — эллипсовидные, грушевидные; 3 — клешнеобразные, серповидные; 4 — дайкоподобные

лиметаллических (Актюз), меднорудных (Браден, Цумеб) и ртутных (Закарпатье) месторождений.

IV тип ФЭС — флюидно-эксплозивные тела в виде некков и штоков интрузивных пород с реликтовыми участками полимиктовых брекчий по их периферии. При сплошном заполнении интрузивной породой диагностировать ФЭС трудно. Вполне возможно, что округлые или эллиптические в плане штоки изверженных пород, часто имеющие отвесные контакты, представляют собой каналы бывших флюидно-эксплозивных тел. Не исключено также, что в ряде случаев породы интрузивного облика, приуроченные к штоковидным каналам ФЭС, возникают метасоматическим путем за счет длительного воздействия потока летучих, что особенно характерно для гранитоидов (за счет явлений локальной гранитизации). Во всех случаях необходимы специальные геологические исследования и большую помощь для понимания природы ФЭС оказывают реликтовые участки флюидно-эксплозивных брекчий. По существу этот тип в приповерхностных условиях является переходным к экструзивным образованиям и может проявляться в участках преобразования земной коры, установленных Г.Н. Щербой [182]. Примером ФЭС, полностью сложенных интрузивной породой, является шток Жаргаланта в южном борту хребта Малый Хамар-Дабан (Западное Забайкалье). Он сложен лейкократовыми в различной степени альбитизированными редкометальноносными гранитами, текстурно-структурные особенности которых свидетельствуют об их метасоматическом происхождении. Местами по периферии этого штока развиты полимиктовые брекчии (рис. 1), испытавшие метасоматические преобразования. К этому же типу относится сооружение Бэкон-Хилл (Колорадо, США). Оно представлено цилиндрическим штоком массивных риолитов размером в плане 600 x 300 м. Сохранившаяся вдоль стенок штока брекчия свидетельствует о том, что здесь было развитие ФЭС [16]. Примеры этого типа ФЭС имеются также среди редкометальных (Шахтама), медных (Копер-Квин) и других месторождений.

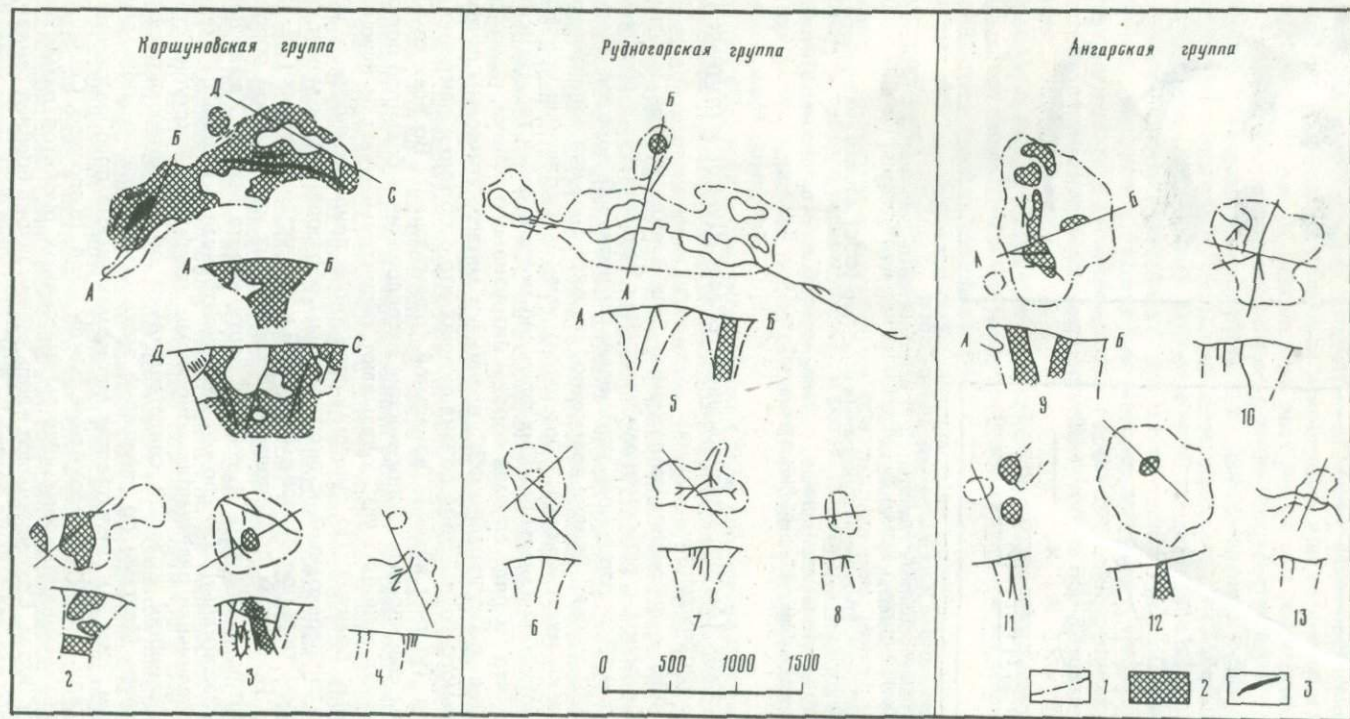


Рис. 3. Формы и размеры железорудных флюидно-эксплозивных структур Ангаро-Илима [8]

1 — контуры структур, 2 — скарно-магнетитовые руды, 3 — магнетитовые жилы
 Цифры на рис.: 1 — Коршунувская, 2 — Татьянинская, 3 — Шестаковская, 4 — Пасмурная, 5 — Рудногорская, 6 — Тубинская, 7 — Иреек-Касьяновская, 8 — Горелая сопка, 9 — Красноярровская, 10 — Ермаковская, 11 — Кежемская, 12 — Березовская, 13 — Долоновская

В ряде случаев наблюдается переход между всеми выделенными типами ФЭС на одних и тех же площадях (ртутоносные ФЭС Закарпатья и др.).

На многих ФЭС обломки и цемент брекчии подвергаются глубоким метасоматическим изменениям, что создает дополнительные трудности при их диагностике.

Морфология брекчиевых ФЭС различна. В горизонтальном сечении им обычно присущи преобладающие изометричные округлые или эллипсоидные формы, но встречаются также линзовидные, многоугольные, подковообразные и дайкоподобные тела. Конкретная форма ФЭС в плане зависит от характера и интенсивности проявления порождающих сил, от тектонических условий развития участка и от физико-механических свойств вмещающих пород. Системы трещин и древних разломов часто предопределяют форму брекчиевого взрывного тела.

Контуры ФЭС в плане редко бывают правильными. У многих из них наблюдаются ответвления, выступы и пережимы, встречаются сдвоенные тела (рис. 2).

В вертикальном разрезе преобладают две формы ФЭС: перевернуто-конусная, характерная для тел большого диаметра (более 100–200 м), и трубообразная (цилиндрическая) — для тел меньшего размера. В последнем случае ФЭС часто называют трубками или вулканическими трубками взрыва.

Расширение у трубообразных тел наблюдается обычно в верхней части либо при пересечении с вязкими прочными породами на глубине (никеленосные трубки Бушвелда). С глубиной стенки воронкообразных тел постепенно сближаются, и они переходят в цилиндрические тела. На Ангара-Илимской группе железорудных ФЭС наиболее пологие стенки, образующие широкую воронку, наблюдаются [155] до глубины 200–300 м, редко более. Затем стенки приобретают почти вертикальный наклон и образуют канал трубообразной формы (рис. 3). Иногда на глубине 500–600 м изометричная с поверхности ФЭС приобретает овальную или даже дайкообразную форму. Продольные оси ФЭС почти всегда вертикальны.

Контуры стенок ФЭС в разрезе и в плане обычно неровные и характеризуются наличием уступов, впадин и ответвлений (апофиз).

ФЭС, выходящие над дневную поверхность, образуют как выпуклые, так и вогнутые формы рельефа. Например, многие брекчиевые карбонатитовые структуры Ньясаленда, породы которых прочнее, чем вмещающие слои, выступают на поверхность в виде холмов. Если же породы ФЭС менее прочны, чем вмещающие, то за счет проседания и эрозии образуются впадины или кратероподобные углубления, иногда заполненные водой ("маары"). Некоторые же "слепые" ФЭС несмотря на менее прочный выполняющий материал по сравнению с вмещающими породами или перекрывающими образованиями имеют куполовидный выступ.

Наиболее сложные по морфологии флюидно-взрывные тела наблюдаются на медно-никелевых (Северное Прибайкалье) и свинцово-цинковых (Еравнинский рудный узел) месторождениях, где характерны ветвящиеся жило- и линзообразные в плане залежи. В разрез они имеют секущую и согласную пластовидную форму, но также обычны грибо-, воронко-, лакколито- и древовидные тела, часто многоярусного строения.

Размеры ФЭС, как и их форма, бывают различными. Подавляющее их большинство измеряется в поперечнике десятками и сотнями метров (до 1–2 км). Обычно в одном и том же районе встречаются ФЭС различных размеров. Так, все ФЭС Ангара-Илимского района по размерам Г.В. Росляков [8] подразделяет на три группы: а) крупные, сечение которых колеблется в пределах от 100 x 800 до 700 x 2400 м (Коршуновская, Рудногорская,

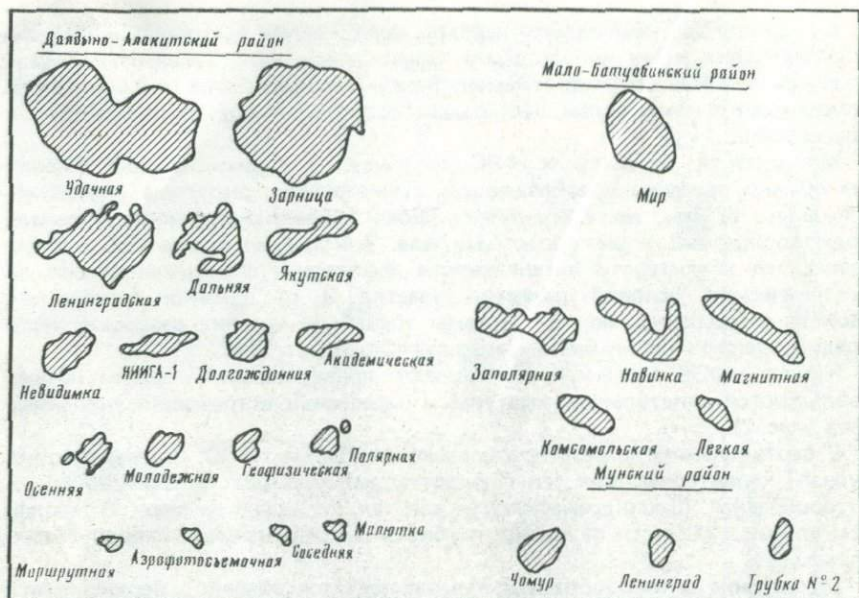


Рис. 4. Относительные размеры некоторых кимберлитовых структур Якутии [18]

Красноярская, Березовская); б) средние, с сечением в пределах 300 x 500–500 x 800 м (Тубинская, Ермаковская, Татьянинская и др.); в) мелкие, сечение которых измеряется от 300 x 500 до 60 x 180 м и меньше (Кежемская и др.). То же самое можно сказать и о кимберлитовых структурах. Южноафриканские трубки, например, имеют в поперечнике 15–800 м [47] и глубину более 1 км. Относительный размер кимберлитовых структур Якутии приведен на рис. 4; глубина их, по данным разведочных и геофизических работ, превышает 1–1,5 км.

Протяженность ФЭС на глубину зависит от положения магматического очага, за счет которого произошло их формирование. Для многих структур прослеженная глубина достигает нескольких сот метров при размерах в плане в несколько десятков метров. Большую глубину имеют ФЭС, связанные с базальтоидной магмой, особенно при их развитии в платформенных условиях. Так, железорудные эксплозивные тела Ангара-Илима, связанные с трапповым магматизмом, имеют глубину 3,8–4,2 км, о чем свидетельствуют расчеты глубин залегания возмущающих масс и отсутствие до глубин 600–700 м трапповых неков, а также данные интрателлурического зондирования [19]. Примерно такая же глубина (не менее 2–3 км) предполагается для кимберлитовых сооружений Якутии по наличию в брекчии обломков известняков среднего кембрия, хотя вынос гранатовых перидотитов происходит, возможно, с еще больших глубин.

Во многих случаях брекчиевые флюидно-эксплозивные тела имеют вытянутую дайкообразную форму. Дайки отмечаются на многих рудных объектах под различными наименованиями (валунчатые дайки, дайки-брекчии, реоморфические дайки, дайки туффизитов и т.д.). В частности, так называемые валунчатые дайки, залегающие в карбонатных осадках, были описаны еще в 1934 г. Р. Фарминым [201] в округе Тинтик (Юта, США). Они сложены обломками нижележащих кварцитов (90%) и другими

породами, известными на глубине. Некоторые обломки имеют "луковичную" структуру, обусловленную концентрическими трещинами. По мнению Р. Фармина, флюидно-эксплозивные процессы, вызвавшие появление этих даек, происходили в связи с внедрением пластовых интрузий монцонитовых пород.

Брекчиевые exploзивные дайки широко распространены на серебряном месторождении Такиа в Мексике [127]. Они залегают в рудосодержащих раннетретичных андезитах (наиболее распространенных породах района) и перекрываются миоценовыми риолитами. Мощность тел варьирует от 15 до 30 см, длина достигает 100 м. Дайки слагаются угловатыми или слегка округлыми обломками кварцитов, алевролитов, глинистых сланцев и реже андезитов и риолитов с преобладающим размером 3–5 см. Брекчия сцементирована тонкоизмельченной массой того же состава, что и обломки. Наблюдается тесная связь оруденелых флюидно-эксплозивных даек с дайками диабазов: обломки брекчий осадочных пород встречаются в зальбандах некоторых диабазовых даек.

Эксплозивная брекчиевая дайка Айрон-Хилл (Колорадо, США) длиной до 160 м и мощностью несколько метров сложена обломками трахиандезитов, сцементированных малотитанистым магнетитом с примесью разнообразных сульфидов (пирит, сфалерит, молибденит и др.) и апатита [208].

Дайкообразные тела флюидно-эксплозивных брекчий описывались на месторождениях Лениногорской группы на Алтае. Здесь слагающие их породы напоминают то агломератовые туфы, то тектонические брекчий и, даже, осадочные конглобрекчий. Они образуют секущие тела, часто переходящие на верхних горизонтах в согласные с вмещающими породами. Формирование их проходило в интрузивный этап, так как полиметаллическая минерализация часто встречается как в обломках, так и в цементе. Размеры тел по простиранию 30–90 м, по падению 10–100 м при мощности 5–50 м. Дайки находятся в среднедевонской вулканической толще и сложены брекчиями, состоящими из обломков местных пород и привнесенных с глубины более 500 м (кислые эффузивы риддерской свиты). Размер обломков 2–5 см, среди них встречаются как псаммитовые частицы, так и глыбы размером до 2 м. Следы тектонических перемещений по плоскостям этих тел отсутствуют. Возникновение даек объясняется внедрением обломочного материала по трещинам и ослабленным зонам под воздействием внутреннего давления от напора флюидов, порождавших и перемещавших обломки. Этот процесс был по времени близок к рудному и, вероятно, гидротермальные растворы сопровождали движение обломочных масс.

Многочисленные флюидно-эксплозивные дайки, по наблюдениям Б.М. Мерлича [115], встречаются в Вышковском районе Закарпатья в гранит-порфировом массиве и в приконтактной осадочной толще. Тела приурочены к крутопадающим разрывам и протягиваются на 250–350 м по простиранию и до 250 м по падению, иногда сменяясь одно другим. Многие дайки переходят из интрузивного массива в осадочную толщу без изменения их морфологии и состава брекчий. Большинство тел выходит на поверхность, но известны также "слепые" дайки, выклинивающиеся по восставию в гранит-порфирах. Слагающая дайки брекчия состоит из различной величины обломков магматических и осадочных пород, обнажающихся в районе, а также туфов и роговиков, не встреченных на поверхности. Для всех даек, несмотря на мягкость и пластичность вмещающих аргиллитов, характерны ровные и гладкие поверхности без следов механического воздействия. Часто при непостоянной мощности наблюдаются языкоподобные внедрения брекчий и угловатые, коленчатые формы даек.

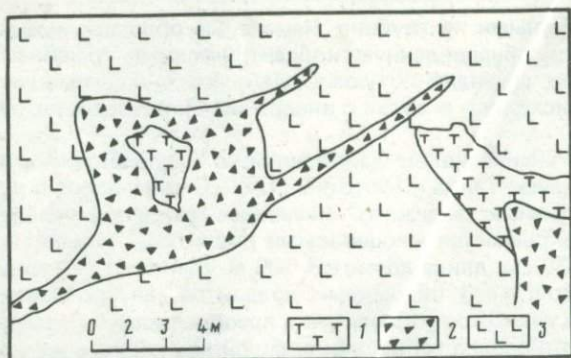


Рис. 5. Жилообразные и неправильные тела флюидно-эксплозивных брекчий на Чайском сульфидно-никелевом месторождении

1 — обломки серпентинизированных дунитов, 2 — оруденелые флюидно-эксплозивные брекчии, 3 — троктолиты

Следы катаклаза во всех случаях в дайках отсутствуют. Это свидетельствует о том, что гетерогенная брекчия была внедрена в подготовленные зоны и после образования брекчиевых тел тектонических подвижек не происходило.

На медно-никелевых месторождениях Северного Прибайкалья флюидно-эксплозивные структуры часто образованы системой ветвящихся прожилков, а также дайкообразных тел, в пределах которой отдельные дайки имеют различную ориентировку. Жилообразные и силловидные тела брекчий нередко имеют раздувы и камеры, соединенные между собой тонкими проводничками (рис. 5). В отдельных разрезах встречаются грушевидные, полностью изолированные камеры и "слепые" прожилки, сложенные мелкообломочной оруденелой брекчией (Чайское месторождение).

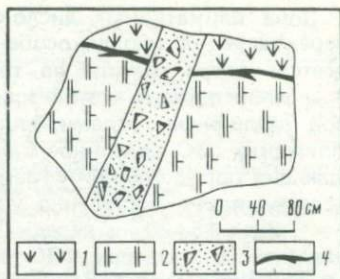
В пределах Инкурского редкометального штокверка Джидинского месторождения Е.П. Малиновским [98] и О.К. Смирновой установлена серия маломощных (до 30 см) протяженных (сотни метров) флюидно-эксплозивных даек, залегающих в крутопадающих трещинах субмеридиональной и северо-восточной ориентировки. Эти тела, рассекающие кварцевые диориты, дайковые бостониты и кварцевые сиениты и содержащие в обломках и матрице брекчии, а также разнообразные гранитоиды и пиритовые рудокласты, сами секутся кварц-флюорит-мусковитовыми образованиями продуктивной вольфрамовой стадии (рис. 6).

Довольно часто дайкообразные тела встречаются по периферии трубчатых или конусообразных флюидно-эксплозивных структур. Подобные эксплозивные дайки распространены вблизи трубчатых ФЭС на многих месторождениях Саяно-Байкальской горной области (Шагайтэ-Гольской, Булуктаевской и др.), известны они также в Приаргуне, Западном Узбекистане и Казахстане. Иногда ФЭС представлены исключительно дайкоподобными телами, например, на Жирикенском молибденовом месторождении в Восточном Забайкалье [152] и в Горном Алтае [3].

К категории флюидно-эксплозивных даек, видимо, можно отнести дайки кимберлитов [174] и карбонатитов. Примером последних, в частности, являются инъекционные, по А.Г. Жабину [49, 50], дайки кальцитовых карбонатитов, сформированные в связи с ультраосновными-щелочными комплексами в полярной части Сибирской платформы. Карбонатиты этого района обладают всеми признаками магматических инъекционных

Рис. 6. Взаимоотношение флюидно-эксплозивной брекчиевой дайки с вмещающими породами на Инкурском редкометальном штоке (по О.К. Смирновой, устное сообщение)

Цифры на рис.: 1 — бостониты, 2 — кварцевые сиенит-порфиры, 3 — флюидно-эксплозивная брекчия с обломками гранитоидов и пиритовыми рудокластами, 4 — кварц-флюорит-мусковитовые прожилки



тел и специфическим строением: порфировыми структурами и флюидально-вихревыми или "сводовыми" текстурами. На западном склоне Среднего Урала дайкообразные тела explosивных брекчий щелочных базальтоидов достигают в длину до 1 км при мощности 60—70 м.

Иногда дайкообразные explosивные тела на глубине переходят в трубчатые цилиндрические. Так, на медном месторождении Капот (Кананеа, Мексика), по описанию В.Д. Перри [127], брекчиевая ФЭС вблизи поверхности представлена сравнительно пологим дайкообразным телом, заполненным слабораздробленными известняками с цементом из халькопирита, борнита, халькозина, кварца и карбоната. На глубине эта оруденелая брекчиевая дайка приобретает форму трубчатой структуры, секущей подстилающие известняки, кварциты и продолжающуюся далее в гранитах. Имеются и обратные примеры перехода на глубине трубчатых ФЭС в вытянутые дайкообразные (ряд кимберлитовых трубок и железорудных ФЭС юга Сибирской платформы).

Влияние тектонических нарушений на конфигурацию ФЭС хорошо иллюстрировал В.Д. Перри [127] на примере брекчиевого тела Кананеа-Дулут в Мексике. Оно имеет в плане форму овала размером 360 x 90 м, круто сечет пологопадающие пласты туфов и других вулканических пород. Благодаря приуроченности к этой структуре медно-никелевой минерализации, она разведана до глубины 600 м от поверхности. На глубине эта, в общем грубо эллипсовидная, структура приобретает угловатую (многоугольную) форму в сечении, обусловленную расположением пересекающихся трещин.

Большинство ФЭС в виде трубчатых тел полимиктовых брекчий со-провождается развитием периферических брекчий из-за незначительного тектонического воздействия ФЭС на вмещающие породы. Но последние несут следы нарушений лишь на сравнительно незначительном расстоянии и вблизи ФЭС могут быть изменены как последующими тектоническими подвижками, так и более поздними явлениями метасоматоза (окварцевания, скарнирования, серпентинизации и т.п.). По направлению к контакту с брекчиевым explosивным телом наблюдается несколько зон, характеризующихся различной тектонической активностью: 1) зона ненарушенного залегания вмещающих пород; 2) зона пликтивных дислокаций; 3) зона дизъюнктивных дислокаций и слабого изменения вмещающих пород; 4) зона брекчирования и интенсивного приконтактового (метасоматического) изменения вмещающих пород.

В первой зоне наблюдается спокойное залегание вмещающих пород и лишь при приближении к ФЭС происходит некоторое увеличение интенсивности трещиноватости. Несколько изменяется и ориентировка трещин: наряду с трещинами регионального фона начинают появляться радиальные и концентрические разрывы, обязанные воздействию ФЭС.

Зона пликативных дислокаций связана с предыдущей постепенными переходами, но иногда, особенно в осадочных породах, между ними наблюдается четкая граница по трещинам и плоскостям скольжений. Пласты осадочной породы в этой зоне приподняты или наклонены к центру ФЭС под различными углами, вплоть до вертикальных. Например, у Ангаро-Илимских ФЭС связанное с их формированием нарушение залегания вмещающих пород становится заметным на расстоянии около 1 км [155]. Угол падения пород постепенно увеличивается по направлению к центру ФЭС от 1–2 до 15–20° и нередко до 30–40°. Почти всегда осадочные породы образуют в пределах ФЭС большие мультислойные прогибы (воронки обрушения), появление которых, по данным В.А. Дунаева, предшествовало формированию трубчатых брекчиевых тел. У некоторых ФЭС Южной Африки вблизи кимберлитовых тел наблюдается вместо прогиба — куполовидный подъем слоев. Например, осадочные слои бофортской свиты, в которой развита трубка Салтпери-Колп, по наблюдениям Дю Тойта [47], залегают почти горизонтально. Однако на расстоянии около 2 км от нее породы приобретают наклон, который увеличивается по мере приближения к центру брекчиевого тела, где слои залегают почти вертикально. Куполовидный подъем — явление необычное и чаще всего указывает на наличие скрытого интрузивного тела, приподнявшего вышележащие слои и сформировавшего ФЭС.

В третьей зоне в изверженных породах вблизи ФЭС наблюдается радиальная и концентрическая трещиноватость и катаклиз породообразующих минералов, а также многочисленные (от субгоризонтальных до субвертикальных) трещины, на стенках которых обычны штрихи скольжения. Такие трещины часто вмещают дайки интрузивных пород и рудные жилы. В этой зоне обычно проявляются постмагматические (метасоматические) изменения вмещающих пород различной, в основном слабой интенсивности.

Зона брекчирования и интенсивного метасоматического изменения вмещающих пород прослеживается в непосредственном контакте с ФЭС. Здесь развиты многочисленные трещины различных направлений, по которым происходило перемещение крупных блоков. Иногда величина таких перемещений бывает весьма значительная. Например, зафиксированное проседание у Коршуновской ФЭС Ангаро-Илима развито на площади 3,5 x 1,5 км (в плане) при размерах 2,4 x 0,7 км. Трещины образуют здесь кольцевую систему сколов, амплитуда которых достигает 50 м. Еще большее (до 400 м) перемещение обломков фиксируется у Татьянинской ФЭС в этом же районе [155]. Отличительной чертой этой внутренней зоны является то, что в ней распространены обломки инородных пород, особенно проседающих сверху. Такие брекчии мы именуем периферическими.

В зоне периферических брекчий ФЭС часто проявляется интенсивное рудообразование и изменение вмещающих пород, обусловленное воздействием постмагматических растворов, что наблюдается у большинства изученных месторождений Саяно-Байкальской горной области, у карбонатитовых трубок и т.д.

Типы ФЭС можно выделить и на основании взаимоотношений брекчиевых взрывчатых тел с приуроченной к ним минерализацией. В свою очередь морфологические особенности минерализованных тел зависят от особенностей строения флюидно-взрывчатых структур как главных рудоуправляющих и рудовмещающих элементов месторождений, от особенностей механизма отложения руд в зависимости от литологии пород во внутренних и периферических частях ФЭС, а также от наличия и ориентировки региональных тектонических разрывов и развития локальной тре-

Таблица 2

Структурно-морфологические типы ФЭС

Структурный тип	Область развития минерализации	Морфология рудных тел
I структурный тип ФЭС ("внутренний")	Внутренние части брекчиевых взрывчатых тел	Трубообразные тела рассеянно-вкрапленной минерализации Перевернуто-конусные, трубообразные и неправильные тела оруденелых брекчий Оруденелые брекчии со штокверками и жильными зонами полукольцевого и кольцевого строения в центральных частях ФЭС, их эндо- и экзоконтактах Столбообразные тела и жилородные залежи массивных и прожилково-вкрапленных руд
II структурный тип ФЭС ("внешний")	Внешние части брекчиевых взрывчатых тел	Жилы и штокверки в системах региональных трещин, развитых по периферии ФЭС Жилы и штокверки в радиальных и концентрических трещинах по периферии ФЭС Кольцевые, конические и линейные метасоматические залежи и жилы в экзоконтактах ФЭС
III структурный тип ФЭС ("комбинированный")	Внутренние и внешние части брекчиевых взрывчатых тел	Сочетание оруденелых брекчий ФЭС с одной или несколькими системами жил по их периферии Грибо-, трубо-, жило- и пластообразные тела по периферии ФЭС, включая их центральную часть Сочетание трубообразных и дайкоподобных тел оруденелых брекчий ФЭС с рассеянно-вкрапленной минерализацией по их периферии Сочетание трубообразных оруденелых брекчий ФЭС с пластообразными (стратиформными) и неправильными по форме залежами в их экзоконтактах

щиноватости. При этом брекчиевые взрывчатые тела и минерализация обычно находятся в тесном парагенетическом родстве, условием для которого является наличие рудокластов или развитие взрывчатых тел в возрастной вилке между отдельными стадиями или этапами минерализации.

Как показано рядом исследователей [25, и др.], морфология рудных тел, приуроченных к брекчиевым флюидно-взрывчатым структурам, весьма разнообразна, поэтому их типы, отображающие взаимосвязь морфологического разнообразия минерализованных тел с взрывчатыми сооружениями, также многообразны. В то же время выделяется [163] их три главные группы: 1) во внутренних частях ФЭС ("внутренний" тип); 2) по периферии ФЭС ("внешний" тип); 3) как внутри взрывчатых структур, так и по их периферии ("комбинированный" тип). Такое выделение сугубо условно и лишь дает исследователю возможность ориентироваться во всем многообразии рудоносных флюидно-взрывчатых структур (табл. 2).

Другие принципы систематики ФЭС определены З.М. Нурбаевым [119]:

1) по морфологическим признакам — перевернуто-конусные, трубчатые и сложные тела, дайки, жилы и т.д.; 2) по составу, форме и размерам обломков — мономиктовые, полимиктовые, глыбовые (более 0,5 м), крупно-, средне- и мелкообломочные (соответственно 10–50, 1–10 и до 1 см), брекчии с остроугольными, полукруглыми округлыми обломками; 3) по механизму образования брекчий — перемещенные и перемешанные (и перемешанные); 4) по составу цемента — брекчии с преимущественно магматической, кластической или гидротермально-метасоматической матрицей; 5) по принадлежности к типам интрузий — брекчии, связанные с ультраосновной и гранитоидной магмой; 6) по взаимоотношению с конкретными материнскими интрузивами — во внешних, апикальных и внутренних их зонах; 7) по отношениям с вмещающими породами и складчатостью — секущие, согласные, субсогласные, комбинированные, постскладчатые и соскладчатые тела; 8) по отношению к основному этапу оруденения — предрудные и межминерализационные.

В дальнейшем в работе рассматриваются только такие брекчиевые тела, для которых характерны приведенные морфологические признаки ФЭС при наличии признаков парагенетического родства флюидно-эксплозивного и рудного (минералообразующего) процессов.

Глава 2

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР, СВЯЗАННЫХ С МАГМОЙ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

ФЭС формируются за счет магмы различного состава: ультраосновного, ультраосновного-щелочного, щелочно-основного, основного и кислого. Структуры, возникающие в связи с интродуцированием мантийной (ультраосновной, щелочной, основной) магмы, развиты преимущественно в спокойной платформенной или субплатформенной обстановке, тогда как обусловленные коровой (гранитоидной) магмой более характерны для складчатых областей.

Наиболее детально примеры типоморфных ФЭС, связанных как с базальтоидной, так и с гранитоидной магмой, изучены автором на территории Саяно-Байкальской горной области, характеризующейся разнообразной и разновозрастной металлогенией. Для сравнения приведены полученные автором данные по строению ФЭС Сибирской платформы, а также литературные сведения по другим районам СССР и зарубежные примеры.

Ниже приводится характеристика типоморфных для каждой магмы ФЭС, с которыми связаны алмазоносные и различные рудные месторождения.

ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЕ СТРУКТУРЫ УЛЬТРАОСНОВНОЙ, ЩЕЛОЧНОЙ И ОСНОВНОЙ МАГМЫ

ФЭС, связанные с ультраосновной (перидотитовой) магмой, чаще всего представлены алмазоносными кимберлитовыми и платиноносными гортонолит-дунитовыми, с ультраосновной-щелочной — карбонатитовыми, с основной — железорудными долеритовыми и никеленосными норитовыми, с щелочно-основной — ураноносными и ртутноносными телами.

Алмазоносные (кимберлитовые)

Под кимберлитами понимается порода, состоящая из обломков глубинных образований ультраосновного состава (пироповые перидотиты и др.) и гетероморфного цемента из тех же ультраосновных пород. Важнейшими диагностическими признаками кимберлитов можно считать форму залегания их в земной коре, текстурные, петрографические и петрохимические особенности.

Кимберлитовые тела наиболее широко распространены в платформенной обстановке (Сибирская, Южно-Африканская и другие платформы), но близкие кимберлитам образования, связанные с щелочно-базальтоидной магмой, встречаются и в складчатых областях: в Восточном Саяне, Южном Гиссаре, Кузнецком Алатау, на Камчатке, в Центральной Монголии, в Джиндинской горной стране [166] и других районах.

В основе минералого-петрографического подразделения кимберлитов лежит несколько главных признаков: характер связующей массы, относительное содержание обломочного материала и его состав. По минералогическому составу связующей массы выделяются кимберлиты, не содержащие слюды (базальтический тип, по Вагнеру), и слюдяные кимберлиты, содержащие биотит. Наиболее важными признаками для разделения кимберлитов служат их текстурные особенности, отражающие геологические условия и механизм формирования породы. Текстура их определяется прежде всего относительным содержанием в породе обломков и цемента. По количественному составу этих двух компонентов выделяются: а) массивные кимберлиты, количество обломочного материала в которых достигает 25%; б) брекчиевидные кимберлиты, обломочный материал которых составляет 25–50% всей массы породы; в) кимберлитовые брекчии, в которых обломочного материала более 50% массы породы. Относить кимберлитовые брекчии к туфам [73] нет никаких оснований, так как в них нет вулканического стекла, а также типичных вулканических образований (ляпилей, бомб и т.п.). Есть примеры кимберлитовых трубок, почти нацело заполненных брекчией осадочных пород. Если кимберлитовые сооружения сложены несколькими разновидностями пород, между ними имеются как постепенные переходы, так и резкие контакты, что отчетливо наблюдается, например, у трубки "Мир".

По составу обломочного материала выделяются: а) кимберлиты с преобладанием обломков пород и минералов, родственных кимберлитам (ультраосновные породы и их минералы); б) кимберлиты с преобладанием обломков более ранних кимберлитов; в) кимберлиты с преобладанием обломков вмещающих пород; г) кимберлиты смешанного состава. Обломки ультраосновных пород, как показали определения абсолютного возраста, выполненные В.И. Михеенко и Н.И. Ненашевым [114], оказываются более древними по сравнению с геологическими данными времени внедрения кимберлитов. В кимберлитах смешанного состава часто встречаются обломки гранитного основания и крупные блоки вмещающих вышележащих пород, часто уничтоженных эрозией. Так, в трубке "Зарница" отмечаются блоки с фауной лландоверского яруса нижнего силура, а в трубке "Удачная-Западная" зафиксировано около 150 опущенных фаунистически охарактеризованных обломков [73]. В трубках Премьер-Майн и Весселон-Майн (Южная Африка) известны вышележащие конгломераты, кварциты и песчаники с фауной силура, причем, как и в трубках Сибирской платформы, эти породы вблизи кимберлитовых сооружений уничтожены эрозией.

Большая глубина кимберлитовых сооружений, их закономерная связь с дайками интрузивных пород, магматический характер цемента и облом-

ков говорят о том, что их возникновение связано с интрузиями глубинной ультраосновной магмы. В их формировании большую роль играли подземные взрывы, дающие брекчиевый материал. В дальнейшем брекчия медленно перемещалась (выдавливалась) по подготовленным газами полостям с образованием полосчатых текстур течения, на что впервые обратил внимание В.И. Михеенко [104], перемещение вверх свидетельствует установленный в трубках Сибирской платформы "слепой" характер выклинивания по восстановлению апофиз некоторых флюидно-взрывчатых структур. Например, по данным эксплуатационной разведки трубки "Мир" и других структур установлено, что от нижних горизонтов вверх прослеживаются апофизы, тупо оканчивающиеся на верхних горизонтах. Достоверно "слепых" кимберлитовых структур пока не обнаружено, хотя такие тела и предполагаются (например, "Восток", "Победа" [174] и Сытыканская). Известны и силы кимберлитов [205].

Эксплозивные процессы выдавливания сопровождались явлениями обрушения [206], происходящими при процессах флюидизации. Об имевших место обрушениях свидетельствуют "плавающие рифы" вышележащих пород, встречающиеся в глубинных частях некоторых кимберлитовых тел, резкий наклон пластов вмещающих пород к их центру и другие признаки. В.А. Милашев [102] в процессе формирования кимберлитов выделяет три стадии: интрузивную, взрывчатую и постмагматическую, что сближает их с брекчиевыми взрывчатыми телами, связанными с магмой других типов.

Особенности строения кимберлитовых структур говорят об их генетической общности. К ним относятся следующие.

1. Не только трубчатая, но также дайко- и пластообразная формы.

2. Наличие у трубчатых тел задигов и загибов пластов, являющихся результатом обрушения.

3. Развитие периферических (околотрубчатых) зон минерализованных брекчий, в пределах и вблизи которых проявляется радиальная и концентрическая трещиноватость. Крупных дизъюнктивных нарушений регионального характера вблизи структур не наблюдается.

4. Как четкие, отшлифованные абразивным воздействием внедрявшегося материала, так и постепенные контакты трубок.

5. Последовательная смена массивных разновидностей кимберлитов (в центральных частях структур) брекчиевидными кимберлитами (в промежуточных участках) и кимберлитовыми брекчиями (в периферических зонах), особым "флюидизированным" характером внедрявшегося материала, представлявшего собой смесь: жидкость (расплав) + газ + твердые частицы [73]. Компоненты этой смеси находились в различном количественном соотношении.

6. Механическая природа образования ксеногенного материала. Наличие обломков угловатой и округлой формы. Широкое развитие рудокластов (автолитов) из кимберлитов ранних фаз внедрения.

7. Перемещение ксеногенного материала как в восходящем, так и в нисходящем направлениях.

Многие из отмеченных генетических черт присущи кимберлитам трубки "Мир", детально описанной в литературе [102, 174]. Она представляет неправильный в плане овал, вытянутый по длинной оси в северо-западном направлении, и имеет конусообразную форму в разрезе. Ориентировка стенок в северо-восточной части близка к вертикальной, в северо-западной части — до 60–75° (рис. 7).

На основании нахождения обломков более раннего кимберлита в более позднем и наблюдавшихся взаимоотношений различных разновидностей

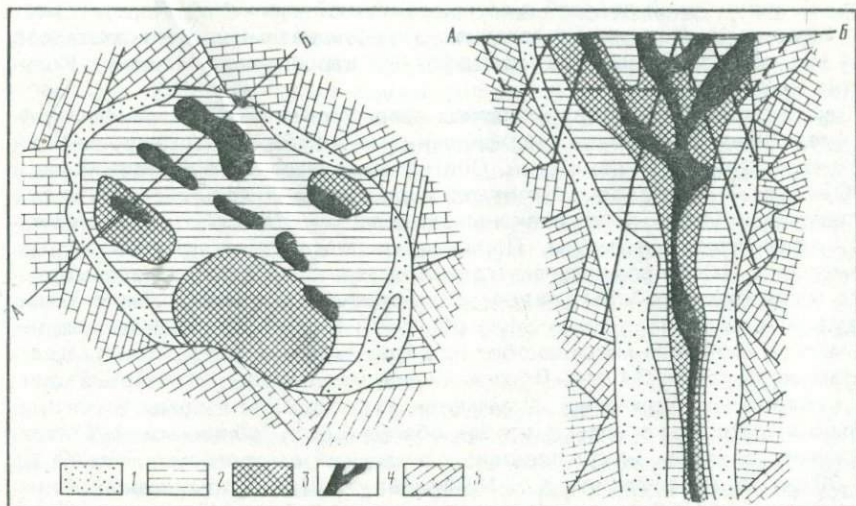


Рис. 7. Строение алмазонасной флюидно-эксплозивной структуры кимберлитовой трубки "Мир" [12]

1—4 — кимберлиты соответственно первой, второй, третьей и четвертой фаз внедрения; 5 — вмещающие известково-мергелистые породы

кимберлитов можно предполагать, что процесс формирования трубки был значительно протяженным во времени и прерывистым. В наиболее ранний период был сформирован темно-серый мелкообломочный кимберлит с шаровидной отдельностью. Он располагается в периферических частях ФЭС и слагает жилные тела по ее периферии. Шары размером 10—40 см имеют почти правильную форму. По данным А.И. Боткунова [12] и Г.В. Зольникова [53], состав и строение кимберлита шаров и цементирующей массы одинаковы. Он характеризуется пониженным количеством псевдоморфоз карбонатизированного серпентина по оливину (до 30%), резким преобладанием ильменита над пиропом и незначительным количеством обломочного материала, состоящего в основном из осадочных пород.

Во второй период возникли различных оттенков зеленые кимберлиты. Из них серо-зеленые разновидности слагают центральную часть ФЭС, занимающая почти половину ее площади. Порода состоит из псевдоморфоз серпентина по оливину (30—60%), пироба (0,5%), редких зерен ильменита и цементирующей серпентин-карбонатной массы с размером зерен менее 0,01 мм. Светло-зеленые кимберлиты этого периода располагаются в северо-западной части ФЭС. Порода массивного сложения, мелко, средне- и крупнообломочная. Она состоит из псевдоморфоз карбоната и серпентина по оливину (60—80%), хлорита (15%), пироба и ильменита (доли процента), ксенолитов известняков и траппов, сцементированных тонкозернистой массой.

В третий период сформировались темно-зеленые до черных и голубовато-зеленые кимберлиты. Первые насыщены обломками траппов. Они образуют неправильные и овальные в плане тела в краевых частях ФЭС. Их крупнозернистые разности по трещинам интенсивно пропитаны кальцитом, придающим породе белесый оттенок. Цементирующая масса состоит из псевдоморфоз серпентина по оливину (30—50%), хлорита (до 5%), пироба (1%), редкого ильменита. Голубовато-зеленые порфировидные кимбер-

литы выходят узкой полосой в северо-восточной части ФЭС. Порода имеет порфировидное сложение со средним размером овальных фенокристаллов 3—4 мм, представленных псевдоморфозами карбоната по оливину. Количество их 30—40%.

Заключительный (четвертый) период, формирования ФЭС характеризуется внедрением голубоватых порфировидных кимберлитов, прорывающих все более ранние разновидности. Они наблюдаются в юго-восточной части ФЭС в виде узкой полосы, вытянутой параллельно ее длинной оси. Порода состоит из крупных порфировидных выделений (20—30%) и цементирующей мелкозернистой массы. Порфиновые выделения округлой формы размером 5—10 см сложены агрегатами желтоватого серпентина, замещенного кальцитом (до 95%), пиропом, заключенного в темно-красную, малиновую или розовую келифитовую оболочку (менее 1%), и редких зерен ильменита. Основная масса состоит из серпентина, кальцита, хлорита с размером зерен менее 0,1 мм. Последний придает породе голубоватый цвет. Из чужеродных включений отмечаются неправильной формы эклогиты, сильно выветрелые траппы, мергели, обломки более ранних кимберлитов. Форма их овальная или угловатая; размеры их от долей миллиметра до 20—30 см. По наблюдениям К.Н. Никишова [116], все разновидности кимберлитов рвутся дайковыми телами брекчиевого облика (флюидно-эксплозивными дайками).

Переходы между кимберлитами I и II фаз внедрения часто постепенные. Имеется переходная зона мощностью от нескольких десятков см до 1—2 м, и лишь в редких случаях наблюдается резкая граница с центриклинальным падением контактов под углом 20—45°. В отличие от этого контакты кимберлитов III и IV фаз внедрения между собой и более ранними разновидностями всегда резкие. Наблюдаются случаи "задира" поздним кимберлитом более ранних разновидностей, например порфировидным кимберлитом кимберлитовой брекчии (юго-восточная часть трубки "Мир"). Наличие разных типов кимберлитов, резкие контакты между ними и внедрение более поздних кимберлитов в более ранние можно, по-видимому, объяснить лишь разновременностью, многократностью процесса кимберлитобразования, на что впервые обратил внимание А.И. Боткунов [12]. Наши данные подтверждают многоактный процесс формирования кимберлитовой структуры "Мир", в целом соответствующий III структурно-морфологическому типу ФЭС. Разновременность формирования характерна и для других брекчиевых флюидно-эксплозивных структур, связанных с иными типами магм.

Алмазы наиболее обогащены кимберлиты заключительного (IV) этапа, в которых их вдвое больше, чем в кимберлитах I этапа. Но алмазы ранних кимберлитов более крупные по сравнению с поздними. При этом наблюдается обогащение алмазами линейных зон, связанных с субвертикальными трещинами растяжения [13].

По поводу генезиса алмазов в кимберлитах существует три группы гипотез: две базируются на представлениях о кристаллизации алмазов при высокой температуре и сверхвысоком давлении. Согласно одной из гипотез предполагается, что алмазы образовались на большой глубине и появились в кимберлитовых телах благодаря взрывам и плавлению масс алмазоносных эклогитов. Их присутствие в кимберлитах, таким образом, случайно, и кимберлитовая магма играла роль лишь пассивного транспортера. Противоречит этой точке зрения то, что во многих обогащенных алмазами кимберлитовых ФЭС, в том числе и в трубке "Мир", обломки эклогитов исключительно редки. Вторая группа гипотез предполагает кристаллизацию алмазов из первичной магмы в глубинных ча-

стях земли до начала флюидно-эксплозивной деятельности, т.е. алмазы являются первичными составляющими кимберлита и выкристаллизовались из него. В пользу этого Н.В. Соболев [147] приводит данные о равновесном характере парагенезисов включений в алмазах, свидетельствующие об их кристаллизации в спокойных условиях при высоких давлениях и температуре в силикатной среде. Третья точка зрения, впервые высказанная В.Н. Подочниковым [90], предполагает образование алмазов в пневматолитовую или даже гидротермальную фазу постмагматического процесса в кимберлитовых телах. При изучении эклогитовых включений ряд авторов [17] установили вторичную природу алмазов в этих породах, что послужило основанием предполагать, что алмазы на эклогитовых включениях и в самом кимберлите выросли во время формирования eksploзивных структур и являются продуктами физико-химических процессов в кимберлитах.

В.Г. Васильев, В.В. Ковальский и Н.В. Черский [18] считают, что в магме в результате взрывов углеродсодержащей газовой смеси создаются кратковременные давления, необходимые для образования алмаза. Однако такие взрывы весьма гипотетичны. Кимберлиты, как следует из их характеристики, видимо, вообще не испытывали даже кратковременного воздействия больших давлений и температур. Козсит в них, несмотря на самые тщательные поиски, не обнаружен. Типоморфный же для кимберлитов пироп, совместно с жадеитом и старолитом, синтезированы В. Шрейером и Ф. Зейфертом в присутствии воды в интервале давлений 8–25 кбар и температур 700–1200°C; гранат появляется в андезитовом расплаве при $P = 8,5$ кбар и $T = 900^\circ\text{C}$, а в габброидном — при той же температуре и $P = 7$ кбар [157].

По известной теории Э.М. Галимова, давление в магме вызывается чисто физической причиной — образованием пузырьков углеродсодержащего газа и их разрывом (кавитацией). Роль кавитации как фактора, определяющего синтез природного алмаза, заключается в том, что в момент коллапса газового пузырька углеродистого состава при определенных начальных условиях, которые могли существовать в кимберлитовой магме (скорее всего, во флюиде — *Г.Т.*), достигаются давления и температуры, отвечающие термодинамической устойчивости алмаза в точках сжатия.

Геологические данные показывают, что алмазы встречаются в коренном залегании в парагенезисе со свежими крупными гранатами, биотитом, постмагматическим кварцем, золотом, сульфидами, касситеритом [112] и свидетельствуют в пользу его флюидно-эксплозивного генезиса в пневматолитово-гидротермальную стадию. В пользу этого же происхождения свидетельствует также неравномерность распределения алмазов в ФЭС, уменьшение их содержания с глубиной, сильная искаженность форм кристаллов, зависимость распределения алмазов от трещиноватости кимберлитов, алмазоносность вмещающих пород и глубинных ксенолитов, а также длительность процесса образования алмазов. Пневматолитово-гидротермальная гипотеза, наиболее рациональная по своей сущности, в настоящее время аргументирована не только геологическим [121] фактическим материалом, но и данными по искусственному получению алмазов при низких давлениях и температурах. Б.В. Дерягину и Д.В. Федосееву на подложке из микрозернистого алмазного порошка при импульсной подаче метана и кислорода удалось вырастить не только нитевидные кристаллы, но и затем, сочетая наращивание с прессованием, получать крупные (десятки карат) поликристаллы алмаза.

Н.С. Никольский [117] провел теоретический анализ газовых равно-

весий в системе Н—О—С с графитом и произвел расчет параметров равновесия газовых фаз для алмазов. Его исследования с привлечением геолого-минералогических и экспериментальных данных показывают, что часть природных алмазов могла образоваться в метастабильных условиях при низких значениях температуры (565—810°С) и давления (3—220 бар) из восстановленного водородно-метанового флюида. На этом основании им сделан вывод, что к потенциально алмазоносным следует относить не только кимберлиты, но и другие магматические породы, при формировании которых восстановительный характер флюидного режима сохранился до аутометасоматической стадии кристаллизации.

Согласно пневматолитово-гидротермальной гипотезе алмазоносными могут быть многие массивы ультраосновной магмы, в которых проявились флюидно-эксплозивные процессы в благоприятных термодинамических условиях, не только на платформах, но и в складчатых областях* (63, 121]. Поэтому точка зрения о том, что алмазы встречаются только в пироповых кимберлитах (пироповый критерий), должна быть пересмотрена.

Вблизи контактов кимберлитовых ФЭС нами выявлена периферическая брекчия с обломками диабазов. Ее появление связано с дроблением боковых пород при формировании ФЭС, что сближает их с ФЭС, связанными с магмами других типов.

В некоторых ФЭС, обусловленных ультраосновной магмой, встречаются разнообразные драгоценные камни (хризолиты, пиропы и др.). Известно, например, пиропоносное эксплозивное тело Гарнет-Хилл (Аризона, США), сложенное кимберлитом с обломками сланцев, песчаников и известняков из палеозойских отложений, поднятых с глубин, кристаллических и углистых сланцев и кварцитов из докембрийских комплексов, лежащих ниже палеозойских осадков. На верхних горизонтах брекчия ФЭС сцементирована изверженной породой основного состава (минеттой), переходящей на глубине в перидотит. Драгоценный гранат (пироп) находится преимущественно в обломках диорита и гранито-гнейса [235].

Всемирную известность получили чешские неогеновые кимберлитовые тела, содержащие драгоценный циркон и пироп ("чешский гранат"), высокая концентрация которых наблюдается в делювии над ФЭС. Близка к ним по геологическим условиям проявления пироповая минерализация в МНР [89].

Выявленные нами пиропоносные структуры Нуд-Бартойской провинции [166] развиты в лавовом поле кайнозойских базальтов, в состав которых входят шихлунитовые натриевые лавы, шлаки, агглютинаты и туфы. Оливиновые базальты прорываются брекчиевыми телами, состоящими из базальтоидов, обломков пород фундамента (кристаллические сланцы, песчаники), глубинных оливинитов (включения "оливиновых бомб") и разнообразных ультраосновных пород. Некоторые структуры представлены мульдобразными впадинами, заполненными продуктами выветривания брекчий (желтоватыми и голубоватыми глинами) и современными озерно-болотными отложениями незначительной мощности. По периферии мульдобразных структур развиты вулканические конусы высотой 50—60 м без кратерных воронок, сложенные красно-бурными, темно-серыми и черными шлаками, агглютинатами, туфами и экструзивными образованиями тонкопузырчатых шихлунитовых лав, в которых присутствуют рассеянные кристаллы оливина, оплавленные и остроугольные "оливиновые бомбы", смоляно-черный пироксен (авгит) и полевой шпат (санидин). Изредка в черных шлаках находятся осколки пироба в келифитовой оболочке. Пиропы представлены обычно остроугольными зернами с отдельными фрагментами граней, реже они имеют сглаженные

очертания и формы, близкие к изометричным. Размер выделений граната колеблется от долей миллиметра до 8–12 мм, редко более. Цвет его оранжевый, оранжево-красный, красный и темно-красный. Изредка кристаллы покрыты с поверхности келифитовой оболочкой. Иногда келифитовая масса развивается и внутри зерен пироба, придавая ему ячеистое строение. Преобладают чистые прозрачные осколки пироба и его зерна ювелирного качества. По параметрам кристаллической решетки ($a_0 = 11,547$), показателю преломления (1,752), плотности (3,63), содержанию пиробового минала (58–59%) он близок к пиробу из брекчиевых тел монгольского месторождения Шаварын-Царам [31, 89]. Среди оливинов преобладают хризолиты размером 3–5 мм, содержащие более 80% форстеритовой составляющей, сопровождаемые хромдиопсидом и авгитом.

Платиноносные (гортонолит-дунитовые)

Трубчатые тела флюидно-эксплозивных брекчий ультраосновных пород в недавнем прошлом являлись одним из главных коренных источников платины, однако сейчас они отработаны и сведения о них представляют, скорее, исторический (а также генетический) интерес. Платиноносные ФЭС, эксплуатировавшиеся в Южной Африке, располагаются в массиве псевдостратифицированных норитов Бушвельдского лополита. В нижней части норитовой залежи известно около 60 месторождений, из которых три наиболее богатых характеризуются трубчатой формой и имеют размеры до 18 м в диаметре и до 300 м на глубину. В них располагается брекчия платиноносного гортонолитового дунита с локальными сегрегациями хромита (II генетический тип ФЭС). Вокруг гортонолитового ядра развиты оболочки оливинового дунита и пироксенита, переходящие во внешней зоне в норит. Платиной обогащены только центральные зоны, среднее содержание металла в которых колеблется от 6 до 30 г/т. Наиболее обогащена структура Онверхарт: ее верхние горизонты содержат Pt 30 г/т, горизонт 75 м — 28,7 г/т, горизонт 225 м — 15,1 г/т [16]. Эти своеобразные ФЭС ультраосновных пород создавались explosивно развивающимися потоками газовых струй в консолидирующемся массиве норита. Платиносодержащие остаточные порции наиболее основного состава, долгое время находящиеся в расплавленном состоянии, выполняли возникшие трубчатые полости.

В пределах Бушвельдского лополита известны также платиноносные слои (риф Меренского), представляющие, видимо, стратиформные метасоматические залежи, в формировании которых тоже принимали участие флюидно-эксплозивные процессы. В пользу этого предположения свидетельствует не только наличие в пределах Бушвельдского лополита платиноносных и никеленосных трубчатых флюидно-эксплозивных структур, секущих псевдостратифицированные нориты, но и особенности строения самого рифа. В его пределах, по данным К.А. Каузинса [65], имеются блюдцеобразные прогибы округлой или эллиптической формы ("рытвины") и локальные куполообразные тела ("кочки"), на контактах с которыми слои норита круто наклонены.

А.П. Карпинский [64] на основании анализа большого фактического материала пришел к выводу, что коренные платиновые месторождения Урала возникли также при explosивном воздействии выделяющихся из магмы летучих компонентов. В пределах Нижне-Тагильского массива в 1914–1934 гг. платина добывалась из трубообразного хромитового тела, имеющего в поперечнике 6–7 м и секущего соответственно магнетиальный по составу дунит до глубины 150 м. В состав рудных тел входят

хромит, уваровит, хромовые хлориты и слюды, поликсен, иридиастая платина, осмистый иридий, изредка сульфиды никеля и меди. Платиновые минералы выделяются позже хромита и цементируют его зерна, реже они представлены идиоморфными зернами внутри хромита и среди силикатов. Размеры зерен и скоплений платиновых минералов от долей миллиметра до 1–2 см в поперечнике; встречаются и более крупные самородки весом до 427 г.

Рудоносные флюиды, заключенные в глубинном массиве, при своем продвижении образовали брекчию. На всех месторождениях хромитоносного платиносодержащего железника обычны овоиды ("нодулы"), которые представляют собой окатанные обломки-гальки со всеми их типичными особенностями. Выделение платины произошло, по мнению этого исследователя, не за счет обособления ее из расплава, а в процессе постмагматического выполнения пустот в хромите, часть из которых оставалась незаполненной. А.П. Карпинский предложил для подобных образований термин "диатремоиды" и считал, что их образование аналогично образованию диатрем Южной Африки. Таким образом, им впервые в России были выделены ФЭС в условиях сложной геологической обстановки. Понимая дискуссионность выдвигаемых положений, он писал: "Почти все выдающиеся исследователи уральских коренных месторождений хромита и платины высказывают полное убеждение в их магматическом происхождении, рассматривая их за выделения дунит-пироксенитовой магмы, и при этом делают это с такой определенной уверенностью, что выражать иные взгляды, значит обрекать себя в этом вопросе на полное, вероятно, пожизненное недоверие [64, с. 525].

Редкоземельные (карбонатитовые)

ФЭС, связанные с ультраосновными-щелочными комплексами, широко распространены среди карбонатитовых месторождений. Последние в настоящее время приобрели большое значение благодаря наличию в них ниобия, редких земель, циркония, титана, фосфора, магния и запасам карбонатного и вермикулитового сырья [219]. В последние годы в Трансваале выявлены карбонатиты с крупными запасами меди [207], а в пределах Мурунского массива (Сибирь) — обогащенные стронцием бентонитовые карбонатиты. Флюидно-эксплозивные тела карбонатитов слагаются брекчиями, состоящими из обломков интрузивных вмещающих пород или полевошпатового материала, сцементированных карбонатной (анкерит-кальцитовой) массой.

Карбонатитовые образования преимущественно развиты в краевых частях платформ (Южно-Африканской, Сибирской и др.), на стыках их разновозрастных мегаструктур, осложненных региональными разломами. В некоторых случаях (Кайзерштуль в ФРГ, Маунтин-Пасс в США, Восточный Саян) они встречаются в геосинклинальных зонах, тяготея к границам с платформами.

Щелочно-ультраосновные комплексы, сопровождаемые карбонатитами с ФЭС, прорывают разнообразные по составу и возрасту магматические и осадочно-метаморфические породы: карбонатные образования в разрезах не играют сколько-нибудь значительной роли. Все эти комплексы представляют сложно дифференцированные интрузии, появляющиеся в связи с усилением тектоно-магматической деятельности в пределах платформ и их складчатых обрамлений. Они тесно связаны с другими проявлениями магматизма и возникают на платформах или окружающих складчатых структурах в областях развития одновременных со склад-

частостью нарушений глубинных разломов. Щелочно-ультраосновная магма возникает в этих условиях в результате селективного плавления верхнего слоя мантии, богатого известью и углеродом.

Карбонаты, образующие трубчатые или дайкообразные тела, являются наиболее молодыми породами в щелочно-ультраосновных комплексах. Они секут силикатные породы, имеющие пестрый петрографический состав. Главным компонентом, приводящим к формированию карбонатитовых образований, кроме воды, является, видимо, углекислота. Присутствие фтора, в дальнейшем фиксируемого в виде флюорита, обуславливает импульсное выделение больших количеств газообразной CO_2 , что приводит в определенных участках магматического породы, что проявляется флюидно-эксплозивных процессов. С.А. Гулин [38] считает, что они обусловлены "взрывным эффектом" — следствием метасоматоза при высоком содержании углекислоты в трещинно-поровых растворах.

Во всех случаях углекислота, так же как и другие летучие, будет стремиться концентрироваться в наиболее апикальных участках очага. Если этот очаг находится на незначительной глубине, скопившаяся CO_2 вместе с другими летучими может прорвать вышележащие породы, что наблюдается в молодых приповерхностных сооружениях Южной Африки [207, 214]. В большинстве же случаев эксплозии в карбонатитовых комплексах носят закрытый характер. Они образуют большое количество брекчий из ксеногенного материала, которые заполняют ослабленные зоны. Остаточный расплав, резко обогащенный CO_2 , образует в них трубчатые тела, что приводит, как показали А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, Л.С. Егоров, к образованию карбонатитов, цементирующих или замещающих флюидно-эксплозивную брекчию. В результате давления, создаваемого магмой и летучими, образуются радиальные и концентрические трещины, заполняемые силикатным либо поздним карбонатным материалом. Наряду с формированием карбонатитов часто продолжается интрузивная деятельность, приводящая к образованию докарбонатитовых и пострудных даек нефелинитов.

Широкое развитие в карбонатитах метасоматических процессов является причиной разнообразия их минерального состава.

Проявление в карбонатитах разнообразной высокотемпературной минерализации, характер ее развития внутри кольцевых комплексов, структурно-текстурные особенности брекчиевого материала карбонатного состава свидетельствуют и о закрытости флюидно-эксплозивных процессов в большинстве карбонатитовых массивов.

Характерные черты эксплозивных явлений проявлены у восточносаянских карбонатитов, содержащих редкометальную и редкоземельную минерализацию. По данным А.А. Фролова [171], они приурочены к региональному разлому северо-западного простирания, проходящему в зоне складчатого обрамления Сибирской платформы. Карбонатитовый комплекс развит среди верхнепротерозойских сланцев, песчаников и конгломератов, смятых в антиклинальную складку северо-западного простирания и прорванных согласными дайками габбро-диабазов. Карбонатиты слагают ядро ультраосновного-щелочного массива, обладающего отвесными контактами. Массив имеет в плане форму эллипса, вытянутого на северо-восток, характеризуется кольцевым строением и осложнен кольцевыми разломами. В сложении массива участвуют (от ранних к поздним): флюкситы, породы ряда мельтейгит-ийолит-уртита, нефелиновые сиениты, пикритовые порфириды, безрудные кальцитовые карбонатиты, рудные (пироксеновые) кальцитовые карбонатиты и рудные анкеритовые карбонатиты.

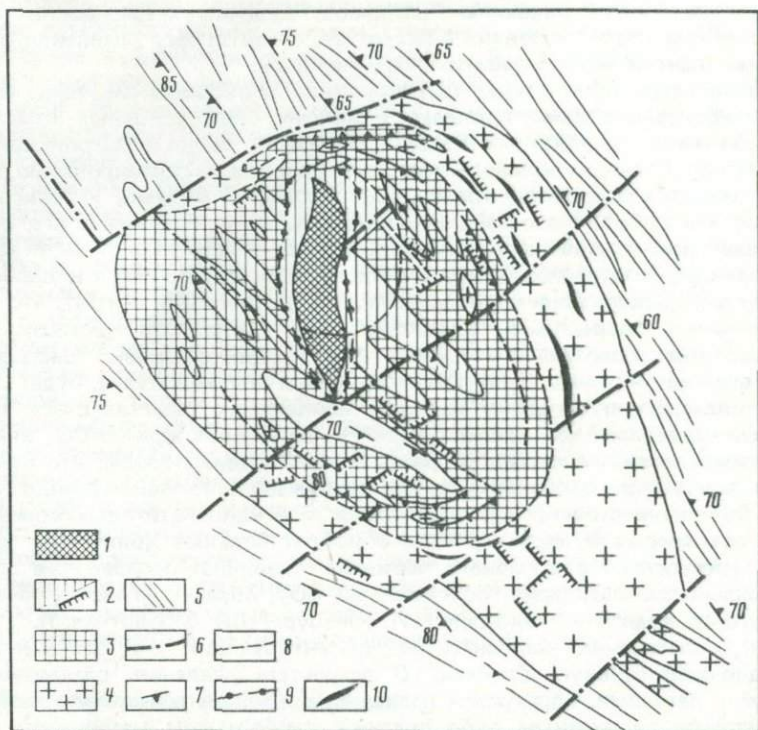


Рис. 8. Схема карбонатитового месторождения с флюидно-эксплозивными структурами [171]

1–3 — карбонатиты: 1 — анкеритовые, 2, 3 — мелкозернистые и крупнозернистые кальцитовые; 4 — щелочные породы; 5 — сланцы и песчаники; 6 — тектонические нарушения; 7 — полосчатость и слоистость в карбонатитах; 8 — контур брекчии пикритовых порфиров; 9 — ореол анкеритизации; 10 — нефелиновые сиениты

В сложении рассматриваемого карбонатитового комплекса принимают участие две разновозрастных ФЭС. Ранняя ФЭС размером около 2 км в поперечнике (рис. 8) расположена в северной части карбонатитового комплекса. Она сложена брекчией с преобладающими обломками ранних карбонатитов и пикритовых порфиров. Обломки брекчии обычно не имеют следов перемещений и сохраняют свое первоначальное залегание. Брекчия часто соединена с общим полем развития магматических пород. В других участках пикритовые порфиры имеют брекчиевидную текстуру и напоминают кимберлиты.

Сосредоточение обломков пикритовых порфиров на площади, имеющей форму круга, позволяет предполагать трубчатую форму этого тела, которая подтверждена прямыми наблюдениями А.А. Фролова [171]. Брекчии пикритовых порфиров цементируются безрудными кальцитовыми карбонатитами (II генетический тип ФЭС), слагающими подавляющую часть карбонатитового ядра и большинства жил, образующих вокруг него кольцевую жильную зону. Эти карбонатиты характеризуются крупнозернистой структурой, массивным сложением и состоят из кальцита (80–90% породы), пироксена, биотита, апатита и титаномagne-тита.

А.Г. Жабиным [49] установлена следующая вертикальная зональность в строении флюидно-эксплозивных образований Восточного Саяна (сверху вниз): 1) брекчия с карбонатитовыми обломками в карбонатитовом кластическом цементе; 2) брекчия с карбонатитовыми и другими обломками в карбонатитовом и "шаровом" пикритовом цементе; 3) брекчия с карбонатитовыми и другими обломками в массивном пикритовом цементе.

Рудные кальцитовые карбонатиты, метасоматически развивающиеся в пределах карбонатитового ядра, слагают ряд крупных зон северо-западного и реже северо-восточного простирания с крутым падением в обе стороны, а также серию маломощных (0,2–0,5 м) жил того же направления как среди безрудных кальцитовых карбонатитов, так и во вмещающих их ийолит-мельтейритах. Рудные кальцовые карбонатиты обладают полосчатым мелкозернистым строением. В их сложении участвуют кальцит, актинолит, флогопит, апатит, магнетит, пирохлор.

Анкеритовые карбонатиты, развитые в северной части комплекса, выполняют меридионально ориентированное тело и систему жил различного простирания. В них проявилась прожилково-вкрапленная минерализация, представленная паризитом, сфалеритом, галенитом, марказитом, апатитом и др.

В центральной части карбонатитового комплекса развита поздняя ФЭС в виде округлого тела с размерами в плане 120 X 130 м. Обломки ее брекчии размером от нескольких миллиметров до 10–15 см сложены мелкозернистым кальцитовым карбонатитом. Форма обломков неправильная, остроугольная. Они цементируются кальцитом или мелкозернистым кальцит-слюдистым материалом (I генетический тип ФЭС). Брекчия постепенно переходит в ненарушенные кальцитовые карбонатиты через зону брекчированных пород, в пределах которой обломки испытали незначительное перемещение друг относительно друга. Тектоническая глинка в брекчии отсутствует. Отмеченные особенности позволили А.А. Фролову предположить, что возникновение брекчии обусловлено явлениями эксплозий в процессе образования карбонатитов.

В формировании Восточно-Саянского карбонатитового месторождения, таким образом, проявлено два периода флюидно-эксплозивной деятельности с участием CO_2 . В первый этап была образована ФЭС с брекчией пикритовых порфиритов. В возникшем брекчиевом теле метасоматически сформировались крупнозернистые безрудные кальцовые карбонатиты, замещающиеся мелкозернистыми рудными разновидностями. Остаточные порции карбонатитового расплава-раствора, обладающие эксплозивной энергией, произвели повторное брекчирование с образованием позднего эксплозивного сооружения небольших размеров.

По данным термобарометрических исследований Л.П. Паниной и Н.М. Подгорных, расплав-рассол имел высокую температуру (730–1000°С), а сама структура возникла на заключительных этапах кристаллизации щелочного расплава, постепенно обогащающегося H_2O и солями.

Флюидно-эксплозивные процессы, характерные для карбонатитов, широко проявились в Ошурковском апатитоносном массиве площадью около 12 кв. км, приуроченном к крылу крупного Хамар-Дабанского антиклинория. Для него характерна воронкообразная форма и неотчетливо выраженное концентрически-зональное строение. В его пределах среди габброидов, превращенных впоследствии метасоматическими процессами в породы диоритового состава, сохранились реликты щелочных и ультраосновных пород. В центральной части массива нами были выявлены и изучены брекчиевые тела неправильной и дайкообразной в плане

формы небольших (до 80 X 50 м) размеров. Они возникли позднее рас-секающих этот массив жил кварц-микроклиновых пегматитов, так как содержат их многочисленные обломки. В обломках брекчии встречаются диориты, осколки полевых шпатов, кристаллы пироксена и амфиболов, отмечаемые также и в цементе. В некоторых участках цемент брекчии сложен почти биминеральными апатит-сфеновыми метасоматитами. Но в большинстве случаев в составе цемента преобладают апатит-карбонатные ассоциации, содержащие циркон, рутил, анатаз, титаномагнетит, корунд, самородное железо и муассанит [165].

Железорудные (долеритовые)

ФЗС, обусловленные основной магмой (трапповым магматизмом), содержат уникальные железорудные месторождения на Сибирской платформе, в Кузнецком Алатау, Западном Саяне. Они развиты и на большинстве медно-никелевых месторождений в субплатформенной обстановке. ФЗС трапповой магмы имеют сходные черты строения с кимберлитовыми. Они часто развиваются в тех же структурах, приурочиваясь к разломам глубокого заложения. Прослеженная глубина железорудных ФЗС достигает в Ангаро-Илимском районе 500—700 м. Магнитно-теллурическое зондирование показало, что оруденение распространяется на 3,8—4,2 м, а с учетом зон, уничтоженных эрозией, ФЗС достигли вертикального размаха 5—6 км. Рудные тела без выклинивания в осадочном чехле продолжают в кристаллический фундамент [19]. Многие ФЗС заполнены грубообломочными брекчиями, в составе которых главную роль играют обломки вмещающих кембрий-ордовикских пород (аргиллиты, песчаники, мергели, известняки, туффиты) и траппов. В некоторых ФЗС отмечаются обломки верхнепалеозойской тунгусской серии (углистые алевриты, уголь, сланцы), а также обломки кварца, кремней, гранитов, гранит-порфиров и туфогенно-осадочных пород с обильной мезозойской фауной [153, 154, 155]. Размеры обломков колеблются от долей миллиметра до глыб в несколько десятков метров, как бы "плавающих" в мелкообломочной брекчии. Форма обломков осадочных пород обычно остроугольная или несколько округлая со сглаженными краями. Трапповые обломки в брекчии представлены главным образом долеритовыми порфиритами, осветленными по периферии. Для брекчии в целом характерно отсутствие слоистости с наличием локальной грубой сортировки по размерам обломков (псевдослоистость). Падение слоев направлено к центру ФЗС. Распределение обломочного материала обычно беспорядочное, но иногда наблюдается скопление обломков траппов на нижних (Коршуновская ФЗС) или верхних (Рудногорская ФЗС) горизонтах. Глыбы и обломки осадочных пород по периферии ФЗС отвечают по составу коренным породам, залегающим на том или ином горизонте, т.е. перемещения в периферических частях трубок были небольшими и привели к отторжению от стенок лишь отдельных блоков. В центральных же частях ФЗС обломки осадочных пород, особенно крупные из них, испытывают значительное (до 100 м) перемещение в нисходящем направлении. Брекчии с обильными обломками траппов развиваются вблизи магматического очага; их наличие у поверхности свидетельствует либо о значительном эрозионном срезе, либо о высоком подъеме магмы внутри трубчатой структуры.

Все породы, слагающие флюидно-эксплозивные тела, претерпели значительные метасоматические изменения — скарнирование и замещение рудными и жильными минералами. Состав новообразований однотипен

для большинства взрывчатых сооружений района и мало изменяется с глубиной. Намечается лишь увеличение на глубоких горизонтах количеств пирита и гематита. Породы вблизи контактов ФЭС обычно тоже скарнированы и минерализованы. Следов оплавления стенок трубчатых ФЭС не наблюдается и часто на контакте с брекчиями можно увидеть совершенно неизмененные аргиллиты, песчаники, мергели и другие осадочные породы, что свидетельствует о низкотемпературных условиях образования брекчиевого материала. Учитывая отмеченные характерные особенности долеритовых ФЭС, можно предполагать, что приводящие к их появлению взрывы носили подземный характер. По времени они были сближены с постинтрузивной (рудной) деятельностью, о чем свидетельствует наличие в обломках брекчии руд ранних стадий. Скорее всего, взрывчатые явления обусловлены постмагматическими газами (рудонесными флюидами). В последующем гидротермальные растворы преобразовали породы ФЭС и часть окружающих осадочных пород в полиминеральные скарны. Источником рудонесных флюидов служила основная магма. Большая роль в образовании ФЭС принадлежит, видимо, хлору и воде, которые заимствованы магмой из соленосных осадков, так как известно, что первичная мантийная магма бедна летучими. Освобожденный из соленосных толщ хлор в высокотемпературных условиях мог превратиться в газ и при скоплении в ослабленных местах приобрести высокую упругость (взрывчатую способность); как активный минерализатор он мог обеспечить вынос из трапповой магмы железа в виде хлоридов. Таким образом, было обусловлено появление брекчиевых тел и развитие в них магнетитового и гематитового оруденения. Кроме железорудной минерализации, для ряда ФЭС характерны свинцово-цинковая (Рудногорская и Катская ФЭС), аметистовая (Красноярская и Осиновская ФЭС), кальцитовая (исландский шпат) и др. минерализации. Источником рудного вещества считается верхняя мантия [19].

Наиболее характерными примерами железорудных долеритовых ФЭС Ангаро-Илимского района могут служить Коршуновские трубки, достаточно полно описанные в литературе [155; и др.] и детально изученные автором.

Коршуновские флюидно-взрывчатые структуры прорывают нижнепалеозойские (кембрий-ордовикские) осадочные породы, слагающие приподнятую часть крупной флексуры северо-восточного простирания, осложненную серией дорудных тектонических нарушений. В состав осадочных пород входят: верхнекембрийская красноцветная толща переслаивающихся аргиллитов, мергелей, песчаников, известняков и алевролитов (верхоланская свита), нижнеордовикские глинисто-песчанниковые осадки (мамырская свита) и верхнеордовикские красноцветные породы песчанико-мергелисто-глинистого состава (братская свита). Изверженные породы (габбро-долериты, долериты, долеритовые порфириды) образуют неки и отдельные дайки мощностью до 30 м и более.

На Коршуновском месторождении имеется две флюидно-взрывчатые структуры. Одна из них, расположенная на участках Рудных гор 1 и 2, вытянута в северо-восточном направлении. Форма ее эллипсовидная, в разрезе конусообразная с крутыми неровными контактами. Размеры в плече 2400 X 270—700 м, на глубину она прослежена на 710 м (рис. 9). Вторая ФЭС, расположенная на участке Рудной горы 3, в плане более изометрична и имеет размеры 500 X 300 м.

Взрывчатые тела Коршуновского месторождения заполнены гетерогенной брекчией, ранее именуемой литокластическим туфом [155], однако собственно туфовый материал присутствует лишь в обломках, 3. Зак. 1417

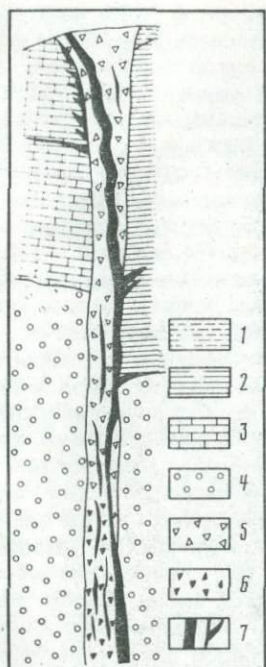


Рис. 9. Разрез через Коршуновскую железорудную ФЭС [8]

1 — пермо-карбон; 2 — средний—верхний ордовик; 3 — нижний ордовик; 4 — кембрий; 5 — оруденелая брекчия ФЭС с преобладанием обломков осадочных кембро-ордовикских пород; 6 — то же, с преобладанием обломков траппов; 7 — магнетитовые жилы

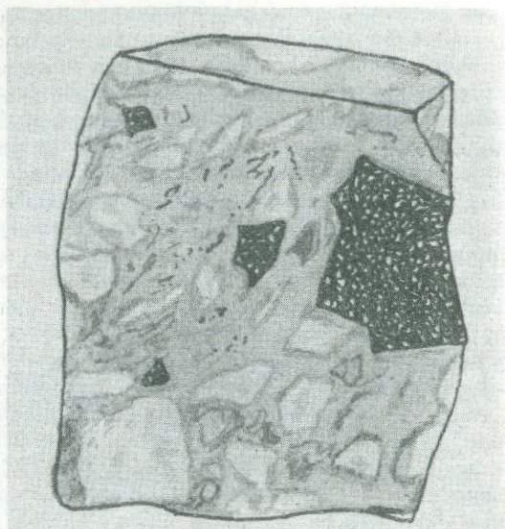


Рис. 10. Включения оруденелых магнетитовых (черное) обломков I этапа в скарнированной магнетитсодержащей брекчии II этапа формирования Коршуновской ФЭС

возникших за счет пород, рассеченных ФЭС. На верхних горизонтах, обломки брекчии представлены осадочными породами (известняки, мергели и др.), на нижних горизонтах присутствуют также обломки траппов. Брекчии обычно не имеют слоистости, но местами вблизи от поверхности в них отмечается псевдослоистость, устанавливаемая по чередованию довольно мощных мелкообломочных прослоев с крупноагломератовыми. Эта псевдослоистость в главной ФЭС имеет центриклинальный наклон.

Нижнепалеозойские породы вблизи (от 10 см до 1 м) контактов с ФЭС иногда раздроблены; затем наблюдается зона смятия, постепенно переходящая к ненарушенным породам. Непосредственно у контакта с ФЭС слои вмещающих пород обычно круто наклонены к ее центру, а на расстоянии первых десятков метров от контакта угол наклона слоев уменьшается до $20-30^\circ$. Это свидетельствует о наличии в пределах ФЭС чашеобразного прогиба. Подобные прогибы известны у многих ФЭС, так же как и у грязевых вулканов [37].

Особенности строения Коршуновских ФЭС свидетельствуют о значительной роли в их формировании "закрытых" эксплозий, по-разному проявленных в различных частях. В одних местах породы оказались лишь раздвинутыми, но не перемещенными, о чем можно судить, в частности, по почти ненарушенному положению дорудной дайки долерита, распо-

ложенной в центре главной ФЭС. На других же участках, судя по поднятию обломков известняков усть-кутской свиты на 200 м выше своего первоначального залегания, в трубчатом теле имели место дифференцированные перемещения. Учитывая эти особенности, едва ли можно согласиться с Д.И. Царевым, считавшим, что трубки Коршуновского месторождения "представляют собой систему даек и штокообразных тел траппов, прорывающих осадочные породы нижнего палеозоя, которые прогнуты в сторону интрузивных тел и у их контактов обрушены и превращены в брекчий" [178, с. 121]. А.М. Дымкин и М.Б. Баулина [46] установили, что формирование даек происходило, по крайней мере, в два этапа: до процессов оруденения и в пострудное время. Эксплозивные процессы были многоактными и происходили в период рудообразования, так как в брекчии встречаются обломки из более ранних метасоматических руд (рис. 10). В период формирования апикальная часть ФЭС подходила близко к поверхности, о чем свидетельствуют чашеобразные прогибы и характерные признаки обрушения.

Осадочные породы, вмещающие ФЭС, разбиты линейчыми и концентрическими нарушениями; последние проявляются только вблизи от контактов ФЭС и имеют эшелонированное расположение.

ФЭС в целом, а также благоприятные стратиграфические горизонты по ее периферии явились местами циркуляции поздних постмагматических растворов, которые произвели вначале скарнирование пород, а затем отложили магнетитовые руды в скарнах и открытых полостях. Вначале появились новообразования в цементе, а затем и в обломочном материале, состоящие из хлорита, актинолита, пренита и кальцита. В заключение отлагались диопсид, крупнокристаллический кальцит, скаполит, цеолиты. В ходе процесса имело место повышение температуры, изменялся характер растворов, из которых отлагались гранат и диопсид-геденбергит. В высокотемпературных условиях выделялись магнетит, основная масса которого выпадала в поздний этап, и гематит. По мнению М.М. Пухаревича, метасоматоз проявился в четыре последовательных стадии: 1) раннюю щелочную, 2) кислотную, 3) позднюю щелочную, 4) заключительную с нейтральным характером растворов. В результате метасоматического замещения скарнированных брекчий и отложения в открытых полостях были созданы основные массы брекчиевидно-вкрапленных магнетитовых руд с содержанием железа 15–50%, жилы магнетита, содержание железа в которых достигает 67%, и метасоматические стратиформные залежи по периферии ФЭС. Главными разновидностями руд являются брекчиевые (оруденелые брекчии) и оолитовые, переходящие в сплошные магнетитовые. Они разнятся по механизму формирования [178]: брекчиевые руды возникают при замещении обломков или блоков брекчий от периферии к центру, а образование оолитов происходит от центра к периферии. Понижение температуры в заключительную стадию вызывает дегидратацию ранее отложившихся минералов, развитие процессов элидотизации, карбонатизации и хлоритизации. После отложения руд продолжались тектонические подвижки, о чем свидетельствует наличие в рудах многочисленных трещин со штрихами скольжения, раздробленных и разрыхленных руд на глубоких горизонтах.

В Западном Саяне представлен другой пример флюидно-эксплозивных брекчий в пределах Анзасского железорудного месторождения. Они возникли в два этапа и, по данным С.С. Долгушина [44], имеют отчетливое "слепое" выклинивание по восстанию (рис. 11). Ранние безрудные брекчии I этапа развиты в виде ореолов вокруг апикальных участков рудных тел. Это туфовидные породы с многочисленными в различной степени

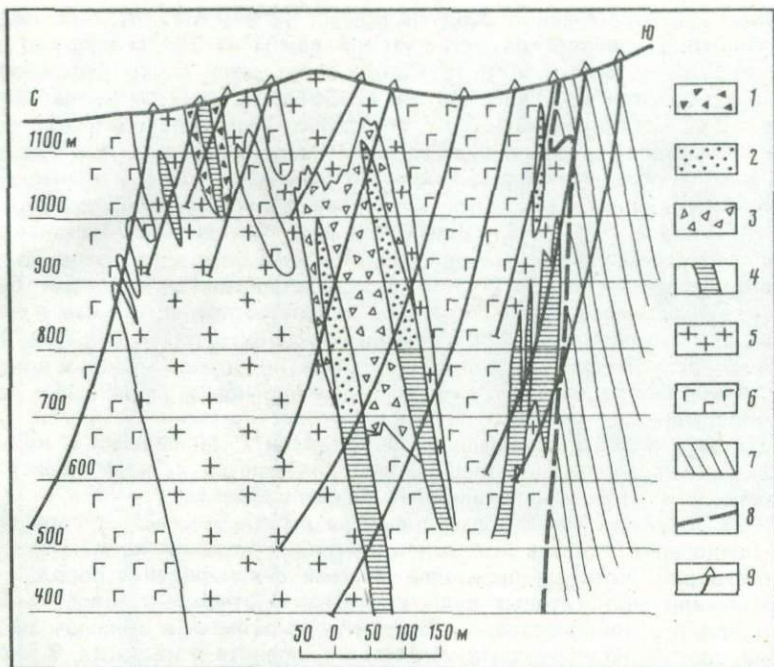


Рис. 11. Положение тел флюидно-эксплозивных брекчий на Анзасском магнетитовом месторождении (по [44], в интерпретации автора)

1—3 — флюидно-эксплозивные брекчий: 1 — с рудным цементом, 2 — "бобовидные" руды, 3 — безрудные; 4 — массивные и полосчатые руды; 5 — альбититы; 6 — габбро; 7 — вулканогенно-осадочная толща; 8 — тектонические нарушения; 9 — скважины

округлыми обломками размером 1—2 см альбититов, гидротермалитов, редко габбро, известняков и магнетитовых руд. Обломки погружены в мелкозернистый, пористый альбит-актинолитовый или кальцитовый цемент часто с грубофлюидалной текстурой. Цемент сильно "запылен" магнетитом и пиритом, наблюдающимся также в виде гнезд, линзочек и жил. Рудные брекчий II этапа развиваются в осевых частях безрудных брекчий, с которыми имеют постепенные контакты. Наиболее характерны в составе рудных брекчий бобовидные (оолитовые) руды, состоящие из шаровидных магнетитовых обосбливания размером от 1—2 мм до 2—5 см составляют около половины объема руды. При большем их содержании появляются участки почти сплошного магнетита. Контакты бобовин с цементом как резкие, так и постепенные. Сам цемент состоит из мелких округлых обломков боковых пород с большим количеством актинолита, кальцита, эпидота, магнетита и сульфидов. Для цемента характерна грубофлюидалная, местами струйчатая текстура с обтеканием более крупных обломков мелкообломочной массой.

На месторождении широко распространены флюидно-эксплозивные брекчиевые дайки, сопровождаемые приконтактной закалкой.

В Кузнецком Алатау железорудная минерализация тесно ассоциирует с телом флюидно-эксплозивных брекчий на Тейском месторождении [44, 148]. Это тело, развитое в карбонатных породах (известняках и доломитах), имеет на поверхности размер 1200 X 600 м. Оно, постепенно со-

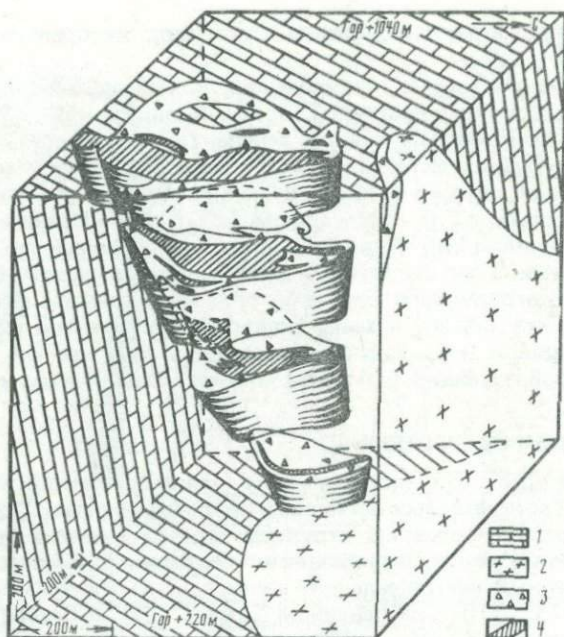


Рис. 12. Блок-диаграмма (изометрия) Тейского железорудного месторождения [44]
 1 — известняки и доломиты; 2 — граносиениты Тейского штока; 3 — брекчии всех типов (без разделения); 4 — руды

кращаясь в сечении, приобретает воронкообразную форму и выклинивается в контакте с граносиенитовым штоком на глубине около 1200 м (рис. 12). В эндоконтактовой части этого штока и вблизи некоторых субвулканических тел проявлены эруптивные (автомагматические) брекчии, имеющие мономиктовый (ортофировый) состав. Флюидно-эксплозивные брекчии представлены несортированными крупно- и среднеобломочными (до глыбовых) образованиями с заметно выраженной тенденцией уменьшения размеров обломков сверху вниз: от крупноглыбовых (размер глыб от 1 до 3—5 м) в верхней части месторождения до среднеглыбовых (0,3—0,5 м) на глубине 70—100 м, а ниже 200 м — средне- и даже мелкообломочные с размером обломков 10—15 см и менее. Характерная особенность этих брекчий — преимущественно округлая форма обломков. В составе обломочного материала широко распространены ортофиры и кварцевые порфиры (преобладают), фельзиты, кварцевые трахитовые порфиры, сиенит-порфиры, известняки, доломиты, редко диабазовые порфириты, габбро и граниты. Обломочный материал брекчий, за исключением карбонатных обломков, является инородным по отношению к вмещающим ФЭС карбонатным породам, однако большинство их известно в пределах рудного поля на разных гипсометрических уровнях. С.С. Долгушин предполагает, что перемещение обломочного материала вверх составляет не менее 1500 м.

Все обломки в той или иной степени изменены и имеют по периферии тонкую осветленную роговиковую каемку. Цемент брекчии представлен кварц-кальцит-актинолит-хлорит-полевошпатовой массой с различным содержанием магнетита (вплоть до руды) и насыщен мельчайшими (разме-

ром доли миллиметра) осколками тех же пород, которые слагают и крупные обломки.

Тейское месторождение, приуроченное к зоне регионального разлома, может служить ярким примером, показывающим, как установление генезиса брекчий влияет на оценку перспектив минерализации. Его брекчий долго считались тектоническими, а месторождение — мелким гидротермальным или тектоно-метасоматическим. После того, как в результате детальных работ Г.Л. Поспеловым [133], П.Ф. Иванкиным [56—58] и Н.И. Соколовой [148] был установлен эксплозивный генезис брекчий, была пересмотрена его структура с выявлением крупного (1200 X 500 м) воронкообразного рудного тела с богатой магнетитовой минерализацией. Установлено, что область смены эксплозивных брекчий породами ядра (центра кольцевых и радиальных трещинных зон) явилась областью деления рудообразующих растворов или корневой частью рудного поля.

Медно-никелевые (норитовые)

ФЗС, связанные с основной магмой и содержащие медно-никелевую минерализацию, долгое время оставались проблематичными. Однако, признакам флюидно-эксплозивных структур отвечают многие брекчиевидные тела, выявленные на пределах логолитов Садбери и Бушвельда за рубежом, а на отечественных месторождениях в никеленосных интрузиях Норильского района [113], [184] на Северном Тимане [48], в Северо-Байкальской медно-никелевой провинции (Чайское и Байкальское или Довыренское месторождения).

Главным рудовмещающим элементом Чайского сульфидно-никелевого месторождения является своеобразная флюидно-эксплозивная структура, общие контуры которой на поверхности имеют вид вытянутого в субширотном направлении овала с размерами в длину до 500 м при поперечнике от 15—20 до 100—120 м. На глубину она прослежена до 350—400 м (рис. 13). Эта структура располагается в осевой части дунит-пироксенитового массива в пределах юго-западного окончания его южной ветви. Ультраосновной массив прорывает отложения нижнего протерозоя и перекрывается базальными конгломератами нижнекембрийской холоднинской свиты, под которой на габброидах развита верхнерифейская кора выветривания. Для массива характерна многофазная последовательность образования: 1) дуниты, перидотиты; 2) плагиоперидотиты, пироксениты; 3) габбро-диабазы; 4) габбро-нориты; 5) лейкократовые габбро; 6) жильные габброиды. Некоторые исследователи склонны связывать гипербазиты с более ранним тектоно-магматическим циклом.

Медно-никелевая минерализация месторождения связана с габброидной магмой, в результате воздействия которой на гипербазиты и вмещающие породы широко проявились процессы магматического замещения.

Брекчия ФЗС сложена обломками свежих и серпентинизированных дунитов, перидотитов и пироксенитов, т.е. исключительно вмещающих пород (I генетический тип ФЗС). Обычно угловатые, реже округлые яйцевидные обломки дунитов имеют размеры от нескольких миллиметров до 5—15 см в поперечнике. В периферических участках брекчиевого тела они образуют более крупные глыбы. Следов вращения или перемещения их обычно не наблюдается. На других участках месторождения, где также проявились флюидно-эксплозивные процессы (участок Надежда и др.), в составе брекчий отмечаются и иные породы — сланцы, конгломераты, известняки и др.

Брекчия скреплена рудно-метасоматическим цементом. Мелкообломочный материал цемента представлен плагиоперидотитом или полевошпато-

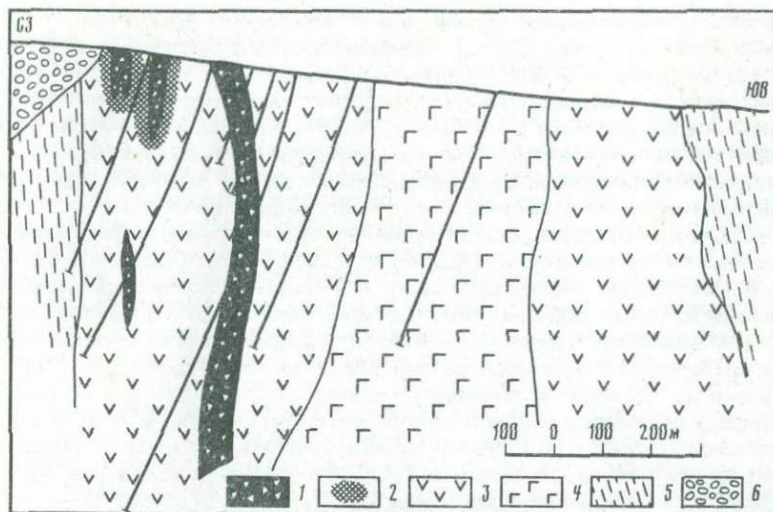


Рис. 13. Геологический разрез через тело оруденелых брекчий Чайского сульфидно-никелевого месторождения

1 — брекчиевые сульфидно-никелевые руды с оруденелым цементом; 2 — ореолы вкрапленных руд; 3 — серпентинизированные дуниты, серпентиниты; 4 — габбро-нориты; 5 — нижнепротерозойские сланцы и гнейсы; 6 — нижнекембрийские (?) конгломераты

вым перидотитом (троктолитом), возникающим в результате метасоматического замещения мелких обломков серпентинизированного дунита и серпентинита, размер которых постепенно сводится до размеров отдельных пойкилитовых включений оливина. Такой метасоматический процесс рассматривается С.А.Гурулевым [39] как габброидизация, выражающаяся в развитии в породе новообразований ромбического и моноклинного пироксена, полевого шпата и биотита с примесью пирротина и халькопирита.

Брекчии в пределах единой флюидно-эксплозивной структуры образуют сложные по морфологии тела: штоки, дайки, ветвящиеся, жило-, линзо- и плитообразные залежи, соединяющиеся проводничками камеры и т.д. Н.И.Шишкин и Е.А.Кумпан считали их эруптивными, В.Е.Викулов и Ф.П.Леснов — тектоническими, С.А.Гурулев [39] — брекчиями замещения; последнее, судя по процессам преобразования в цементе, является более правомочным. Глинки трения, характерной для тектонической брекчии, не наблюдается. Таким образом, морфология тела, состав обломков брекчии и цемента, структурная роль в распределении минерализации позволяют сделать вывод о его флюидно-эксплозивном генезисе. На месторождении отмечаются [39] и эруптивные брекчии, развитые в краевых частях габбро-норитовой интрузии, где они сложены преимущественно блоками и глыбами вмещающих гнейсов, сланцев и карбонатных пород, с небольшим количеством цементирующего интрузивного материала.

Приуроченная к флюидно-эксплозивной структуре медно-никелевая минерализация образует три морфологических типа: 1) оруденелую брекчию; 2) сплошные руды; 3) вкрапленные руды.

Оруденелая брекчия ограничивается контурами ФЭС. Рудные минералы преимущественно развиты в плагиоперидотитовом цементе и лишь изредка наблюдаются внутри обломков серпентинизированных дунитов. Характер-

но сочетание вкрапленной, цементной и собственно брекчиевой текстур. Минеральный состав оруденелой брекчии, детально изученный М.Ф.Труневой, Н.Н.Шишкиным и Е.А.Кумпан, представлен пирротинном, пентландитом, магнетитом; второстепенных — кубанитом, сфалеритом, пиритом, титаномagnetитом, хромитом, ильменитом, макинавитом; из вторичных — виоларитом, мельникситом. Главным минералом оруденелой брекчии служит пирротин, находящийся в интерстициях между мелкими обломками серпентинизированного дунита, а в плагиоперидотитовом цементе — между отдельными кристаллами нерудных минералов. В крупные кристаллы пирротина включены все другие рудные минералы, в том числе и пентландит (второй генерации). Кристаллизация основной части рудных минералов происходила, таким образом, позднее силикатов. Однако в крупнокристаллическом пирротине изредка отмечаются сульфидно-магнетитовые обособления, которые М.Ф.Труневой рассматриваются как рудокласты. Они имеют размер до 1,5 мм в поперечнике и сложены преимущественно пирротинном (резко отличающимся от позднего крупнокристаллического своей тонкозернистой структурой и физическими константами), а также пентландитом, количество которого достигает 30—80% объема рудокластов, магнетитом, реже халькопиритом и макинавитом. Рудокласты имеют четкие отграничения от вмещающих их более поздних сульфидов. Возможно, они принадлежат к I этапу формирования ФЭС.

Руды оруденелой брекчии имеют среднее содержание никеля 1,17, кобальта 0,046 и меди 0,43%, т.е. являются средними и бедными.

В юго-западном экзоконтакте флюидно-эксплозивной структуры находится линзующаяся вертикальная залежь богатых медно-никелевых руд (рудное тело № 3), протягивающаяся по вертикали на 350—400 м при изменчивой мощности. Она представлена густовкрапленными рудами в брекчиевидных плагиоперидотитах с небольшими шлировыми выделениями сплошных руд. Руды состоят из крупных кристаллов никель- и кобальтсодержащего пирита и магнетита, разведенных и цементируемых сульфидами второй генерации — пирротинном, пентландитом, халькопиритом со спорадической примесью хромита, сфалерита, макинавита и др. В сплошных рудах количество никеля увеличивается до 6,0, кобальта до 0,2 и меди до 1,51%. Из нерудных минералов в рудах встречаются серпентин (по оливину), кальцит, амфибол. Залежь эта, видимо, сочленяется с брекчиевой флюидно-эксплозивной структурой на глубине.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды развиты в северо-восточном экзоконтакте флюидно-эксплозивной структуры во вмещающих пироксенитах. Сульфидная вкрапленность в породе развивается в интерстициях между призматическими кристаллами энстатита. В отличие от оруденелой брекчии, где сульфиды находятся совместно с силикатами, сульфидная вкрапленность в пироксенитах встречается в виде отдельных зерен с нечеткими границами. В то же время в зоне вкрапленных руд (в ортопироксенитах) встречаются реликты жилородных тел более раннего оруденения. Рудные минералы в зоне вкрапленного оруденения те же, что и в оруденелой брекчии.

Ф.П.Леснов установил [88], что в распределении сульфидов железа в рудных телах имеется четкая закономерность. Среди богатых, особенно сплошных руд развит моноклинный пирротин и ранние выделения фенокристаллов пирита. Гексагональный пирротин тяготеет к более бедным оруденелой брекчии (сидеронитовым рудам). В наиболее удаленных от брекчий участках, несущих вкрапленное сульфидно-никелевое оруденение, развит троилит. Установленная минеральная зональность характеризуется постоянным уменьшением отношения содержания S : Fe, что объясняется

расходом серы на кристаллизацию сульфидов при движении флюидов в центральной части структуры. Поэтому на более удаленных от центральных частей ФЭС участках возникал дефицит серы при избытке железа, что способствовало образованию троилита, как наиболее бедного серой сульфида железа.

По данным С.А.Гурулева, В.Е.Викулова и Л.И.Якимова, материнскими никельсодержащими породами являлись дуниты. Но вследствие дефицита серы в первичной магме сингенетичные сульфиды никеля образовывались в ничтожно малых количествах, так как преобладающая часть никеля была изоморфно связана в кристаллических решетках силикатов. При формировании более поздних габброидов в процессе щелочного, а затем кислотного метасоматоза (габброизации, по С.А.Гурулеву), характеризующегося насыщенностью растворов водой, серой, фтором и другими летучими, произошло, видимо, разрушение первично железисто-магнелиевых силикатов с высвобождением изоморфно содержащегося в них никеля. Обогащение рудообразующих растворов кальцием (осадителем сульфидов) явилось причиной их нейтрализации и отложения сульфидных руд в пределах брекчиевой структуры и по ее периферии в трещинных полостях. Бедные вкрапленные руды при этом образовывались на месте почти без привноса или выноса никеля (здесь привносилась только сера). Ее изотопный состав близок метеоритному стандарту (см. гл. 3). Формирование медно-никелевых сульфидных руд за счет сульфуризации, вопреки мнению Д.В.Полферова [130], экспериментально доказано французским исследователем И.Либаудом в 1979 г., показавшим, что при взаимодействии газообразной S_2 с оливином при 800, 900 и 1000°С происходит образование пирротина, диагностика которого подтверждена химическим, микроскопическим и рентгеновским методами.

На втором крупном месторождении Северо-Байкальской никеленосной провинции — Довыренском — рудоносные флюидно-эксплозивные структуры, развитые в апикальной части Иско-Довыренского массива, имеют дайкообразную форму (участок Озерный). Мощности и протяженность их обычно невелика. В отличие от ФЭС Чайского месторождения, ФЭС Довырена, рассекающие гипербазиты, содержат в обломках не только серпентинизированные дуниты, но также сланцы и габброиды. При этом обломки, преимущественный размер которых измеряется несколькими сантиметрами, имеют идеально круглую форму, благодаря чему образуются "шариковые" руды (рис. 14).

В пределах недавно выявленной Северо-Тиманской никеленосной провинции оруденение, по данным Ю.П.Ермоленко [48], приурочено к эллиптическим в плане флюидно-эксплозивным структурам. Последние контролируются Бугровской зоной регионального разлома, имеют размеры в плане до 200 x 50 м и сложены брекчией, в составе которой преобладают обломки метагаббро и серицитолитов. К ФЭС приурочено два типа оруденения: бедные — рассеянно-вкрапленные и богатые — прожилково-вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды.

Широкое развитие тел флюидно-эксплозивных брекчий, сопровождающих никеленосные интрузии Норильской провинции, установил Т.И.Немененко [113]. Наиболее детально они изучены в пределах Октябрьского и Талнахского месторождений во фронтальной зоне никеленосного интрузива долеритов, разветвляющегося на многочисленные языки. Эксплозивные тела образуют здесь сложнопостроенный "горизонт" прихотливой непостоянной формы, с резко колеблющейся мощностью. Большая часть брекчиевых тел развита в кровле интрузива, а в его бортах на интервале 400–500 м мощные тела eksploзивных брекчий приурочены к апофизам.

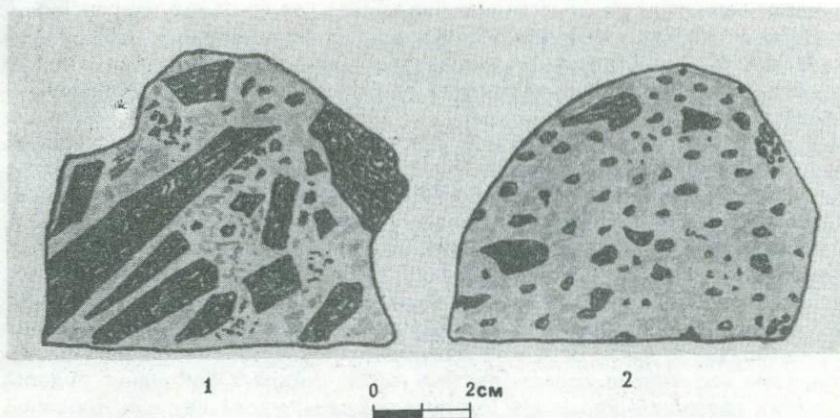


Рис. 14. Сульфидно-никелевые оруденелые брекчии Чайского (1) и Довыренского (2) месторождений. Темное — обломки серпентинизированного дунита, светлое — троктолитовый цемент с пентландитсодержащим пирротинном и халькопиритом; "сплошная" сульфидно-никелевая руда с округлыми обломками серпентинитов и габбро (из коллекции Л.Н. Куриловой)

Эксплозивные брекчии развиваются в долеритах спорадически в виде камер, размер которых на небольшом протяжении изменяется от 120–150 и до 20–40 м; с глубиной они быстро выклиниваются.

Брекчиевые породы имеют разнообразный состав и строение. Преобладают некрупные (до 5–6 см, в среднем 0,5–2 см) обломки вмещающих осадочных (роговики, глинистые сланцы, ангидритовые породы, мергели, доломиты) и интрузивных (долериты) пород, сцементированных измельченным материалом того же состава, обогащенным тонкораспыленной сульфидной массой. Обломки и цемент брекчии подвержены интенсивным метасоматическим изменениям: развиты магнезиальные и известковые скарны, скарноиды, ангидритовые породы. Сульфиды (халькопирит, пирротин, пентландит, пирит и др.) окаймляют обломки брекчии и проникают по трещинам в них. В оруденелых брекчиях Октябрьского месторождения на отдельных участках сульфиды составляют 60–70%.

К краевым участкам интрузии долеритов бывают приурочены тела эруптивных брекчий, имеющих тот же состав, но в отличие от ФЭС цементом в них является интрузивная порода. Промышленной рудной нагрузки эти тела не несут. Развиты на месторождениях и eksploзивные дайки.

Появление флюидно-эксплозивных структур Норильской провинции Т.И.Немененок [113] объясняет не только eksploзивным эффектом газовых составляющих магматогенного происхождения (воды, углекислоты), но и цепными реакциями взрывоспособных смесей с углеродом угольных пластов (вблизи которых развивается основная масса брекчиевых тел) и с хлором, заимствованные из линзовидного горизонта каменной соли. Считается также [54], что в их формировании принимали участие трансмагматические потоки флюидов.

В пределах этой же никеленосной провинции (р.Ветка) встречаются железорудные ФЭС размерами до 1700 x 800 м в плане, близкие по строению к Ангаро-Илимским [184].

По мнению ряда исследователей, флюидно-эксплозивные структуры с приуроченными к ним крупнейшими в мире медно-никелевыми месторождениями широко развиты в норит-микропегматитовом массиве Садбери

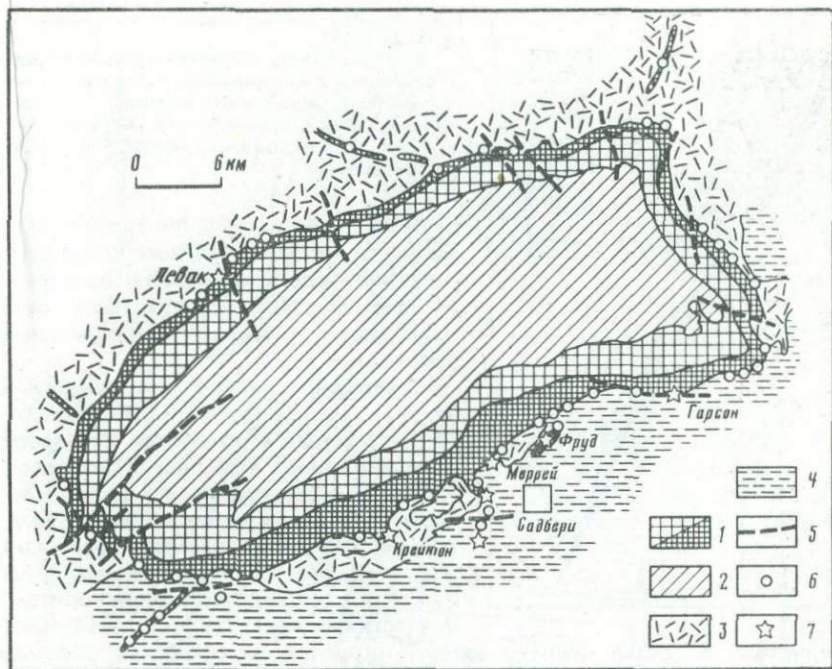


Рис. 15. Геологическая карта района Садбери [142]

1 — никеленосный эруптив; 2 — серия Уайтуотер; 3 — гнейсы и граниты; 4 — вулканы, осадки, основные интрузивы; 5 — сбросы; 6 — медно-никелевые проявления; 7 — месторождения

(Онтарио, Канада). Долгое время считалось, что в Садбери развит огромный лополит, залегающий между смятыми в складки разновозрастными породами докембрия и прорванный более молодыми гранитами и дайками кварцевых диоритов и аплитов, хотя высказывалось мнение о его метеоритно-ударном происхождении [204]. И.Томпсон и Г.Вильямс [232] убедительно показали, что на месте бассейна Садбери в начале докембрия существовала крупная впадина, которая впоследствии была заполнена пирокластическим материалом (формации Стоби и Опэнинг). Вызванный этой нагрузкой отток магмы из нижележащих очагов привел к дальнейшему прогибанию впадины и образованию крупной вулcano-тектонической депрессии, в контактовую область которой внедрилась норитовая магма. Нориты и микропегматиты образуют крупную кольцеобразную интрузию, сформированную в краевых частях депрессии Садбери (рис. 15). Позднее вдоль контакта норит-микропегматитового кольцевого интрузива, часто на значительном расстоянии от него, во вмещающих породах возникли ФЭС, сложенные брекчиями. Большинство обломков имеет местное происхождение, но среди них всегда отмечаются породы, не известные в районе Садбери. Флюидно-эксплозивные тела с четкими контактами ("инъекционные", по терминологии Г.Фарнберна и Г.Робсона), обычно секут региональные структуры. Возникшие в брекчиях рудные тела моложе докембрийских осадочных пород и норитового интрузивного комплекса Садбери (включая его метаморфические фации), но древнее даек оливиновых базальтов, секущих брекчию.

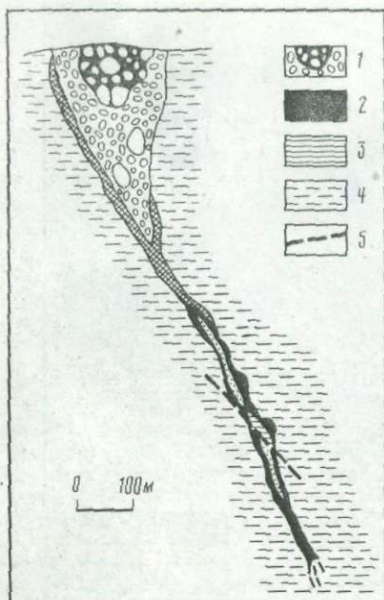


Рис. 16. Обобщенный разрез через рудное тело Фруд [142]

1 — сульфидная вкрапленность в кварцевом диорите с включениями; 2 — массивные сульфидные руды с включениями; 3 — сульфидные руды с включениями "скрученных" сланцев; 4 — вмещающие породы; 5 — зона рассланцевания

Среди рудных тел, приуроченных к краевым частям кольцевого норит-микропегматитового интрузива, выделяется два морфологических типа руд: пластовых и трубчатых тел оруденелых брекчий.

Брекчиевое рудное тело пластовой формы (так называемый субгоризонт) [142] залегает в основании кольцевой интрузии норита (см. рис. 15) и прослеживается с перерывами по всему периметру лополита (рудники Крейтон, Меррей, Гарсон, Фанкольбридж, Харди и др.). Эта залежь складывается брекчией разнородных пород, сцементированной норитом, и участками несет богатое сульфидное

оруденение. В состав брекчий входят округлые экзотические обломки перидотитов, пироксенитов, габбро и обильные угловатые обломки подстилающих пород. Такая полимиктовая брекчия местами переходит в более мелкообломочную богатую сульфидами лейкократовую породу с местным названием "гранитная брекчия" или пересекается ею. Каплеобразные выделения сульфидов неравномерно распределены в серой связующей массе из тонкодезинтегрированных пород лополита. Контакт между пластовой брекчиевой залежью и вышележащим норитом обычно резкий.

Трубо- и дайкообразные брекчиевые рудные тела ("офсетовые месторождения") располагаются на некотором расстоянии от интрузива в его экзоконтактной зоне (рудники Коппер-Клиф, Фруд-Стоби, Левак, Вермилльон, Виктория и др.). Эти тела также складываются брекчией со смешанными обломками из вмещающих экзотических пород. К брекчиевым трубчатым флюидно-эксплозивным структурам приурочены богатые скопления руд, такие, как на крупнейшем в мире месторождении Фруд-Стоби (рис. 16).

В рудах Садбери, кроме минералов меди и никеля, содержатся также арсениды, золото и серебро (в самородном состоянии и в виде теллуридов), минералы платины и др. В месторождениях наблюдается три типа руд: рассеянные (в кварцевом диорите), сплошные (в пределах брекчиевых флюидно-эксплозивных структур и на некотором удалении от них) и вкрапленные.

В пределах Бушвельдского лополита в Южной Африке в районе Флакфонтейна (Западный Трансвааль), по данным К.Ф.Вермана [236], выявлено более 200 никеленосных ФЭС (рис. 17), приуроченных к породам наибольшей мощности в депрессиях подошвы Бушвельдского комплекса. Развитие их контролируется локальными и региональными разломами. ФЭС развиты преимущественно в пироксенитах и гарцбургитах, мощность которых резко сокращается (рис. 18). Эти структуры обладают всеми признаками тел, эпигенетичных по отношению к вмещающим гипербазитам, имеют субвертикальную ориентировку и грибообразную форму с ярко выражен-

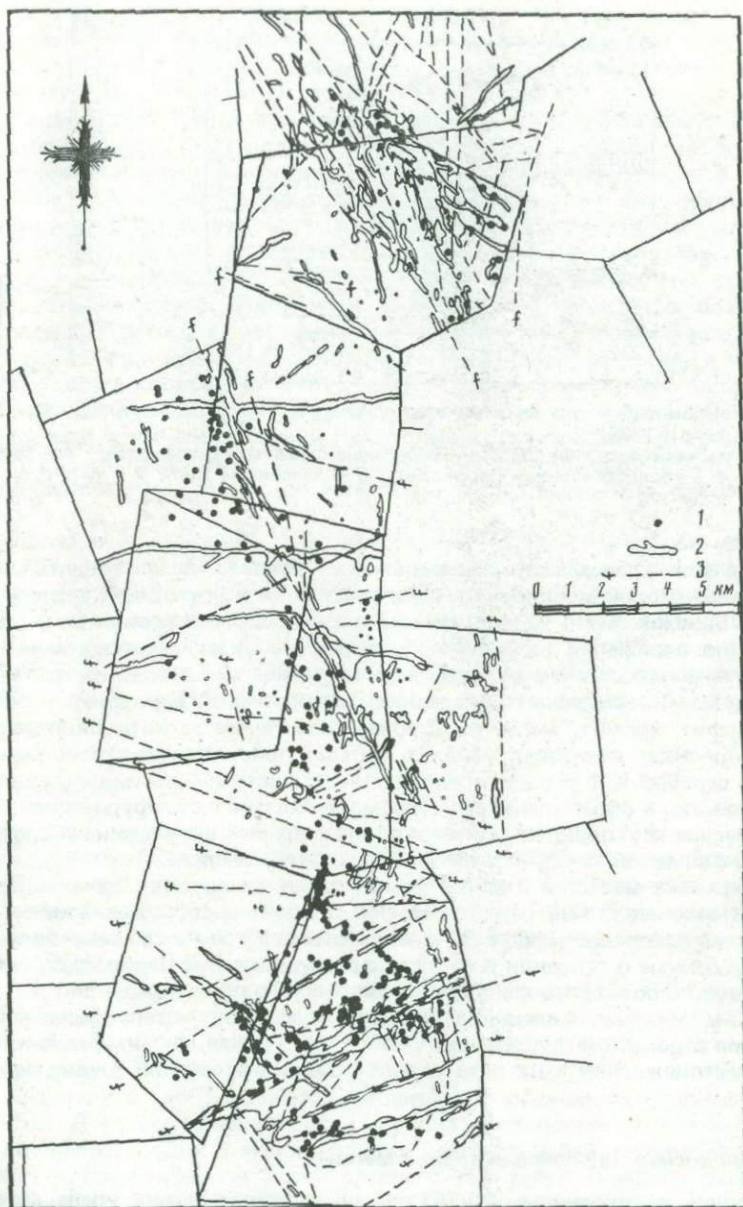


Рис. 17. Связь никеленосных трубок Флакфонтейна (Бушвельдский лополит, Транс-вааль) с магнитными аномалиями и разрывами [236]

1 — никеленосные трубки; 2 — магнитные аномалии; 3 — разрывы

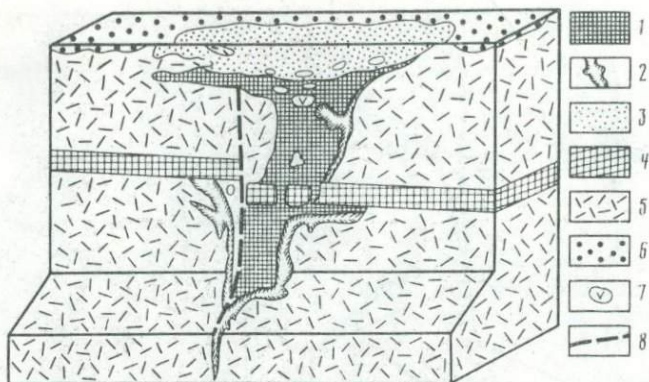


Рис. 18. Блок-диаграмма через идеализированную никеленосную трубку Бушвельдского лополита [236]

1 — массивные сульфиды; 2 — рассеянные сульфиды с хромитом; 3 — железная шляпа; 4 — гарцбургит; 5 — пироксенит; 6 — почвенный слой; 7 — норит; 8 — разрывы

ными в апикальных частях железными шляпами. Они сложены брекчией, в составе которой доминируют обломки и блоки норитов. В центральных частях брекчия почти нацело замещена сульфидами (массивные руды ядра), а по периферии развиты зоны вкрапленных сульфидных и окисных руд. С главным рудным минералом — пирротин — ассоциируют пентландит, кубанит, макинавит, валлериит, халькопирит, маухерит, никколит, герсдорфит, хромит, магнетит. В зонах гипергенеза развиты пирит, марказит, моренозит, ковеллин, малахит. В рудах присутствуют платиноиды, золото и серебро. К.Ф.Вермак предполагает, что источником никеля являются гипербазиты, а образование его сульфидов связано с сульфуризацией, которая обусловлена поднимающимися вдоль разрывов флюидами габброидной магмы с высокой кинетической (эксплозивной) энергией.

В Мексике известна и давно эксплуатируется трубка "Кананеа-Дулут" с медно-никелевой минерализацией. Это оруденелое сооружение имеет параметры на поверхности 360 x 90 м и прослеживается на глубину более чем 600 м. Данные о строении и составе, приводимые В.Д.Перри [127], свидетельствуют в пользу его флюидно-эксплозивного происхождения.

Таким образом, флюидно-эксплозивные тела являются обычными элементами строения и рудовмещающими структурами многих медно-никелевых месторождений и их роль в локализации оруденения трудно переоценить.

Ураноносные (щелочно-основной магмы)

Флюидно-эксплозивные структуры на месторождениях урана подробно описаны в работах В.И.Казанского [61] и Ф.И.Вольфсона [24], которые относят такие объекты к группе вулканогенных месторождений в активизированных складчатых областях. Наиболее полно такие структуры изучены в связи с кислым магматизмом.

За рубежом известны ФЭС, возникающие в связи с интрузиями щелочных базальтоидов. Эти структуры (число их на сравнительно небольшой площади, достигает 250), содержащие богатую урановую минерализацию, широко распространены в резервациях Навахо и Хопи (Аризона, Нью-Мехи-

ко, Юта в США), где они были детально изучены Е.М.Шумейкером [181]. Они совместно с дайками и некками базальтоидов прорывают нижнеплиоценовые отложения, переслаивающиеся с лавами и туфами, имеют трубчатую форму и характеризуются различными размерами.

Флюидно-эксплозивные структуры в верхней части заполнены разнородными обломками слоистых туфов, известняков и местами тонкополосчатой глиной, алевролитом, конкрециями халцедона, кремнистой породой. С глубиной эти образования уступают место брекчиям с крупными обломками вмещающих пород и, наконец, массивным урансодержащим мончикитам и существенно калиевым базальтоидам — минетте (флогопитсодержащая брекчия, напоминающая кимберлит). Состав мелкообломочной фракции только полимиктовый. Туфы часто имеют косую слоистость, благодаря чему сходны с речными отложениями. Переслаивание известняка со слоистым туфом позволило Е.М.Шумейкеру считать, что они возникли в мелких водоемах воронкообразных углублений. Вмещающие породы вблизи поверхности полого наклонены к центру трубчатых структур, на глубине же они залегают почти вертикально. Некоторые крупные обломки вышележащих пород испытали перемещение вниз на 600 м и более. Во многих случаях фиксируется несколько (до четырех) этапов образования брекчиевых тел.

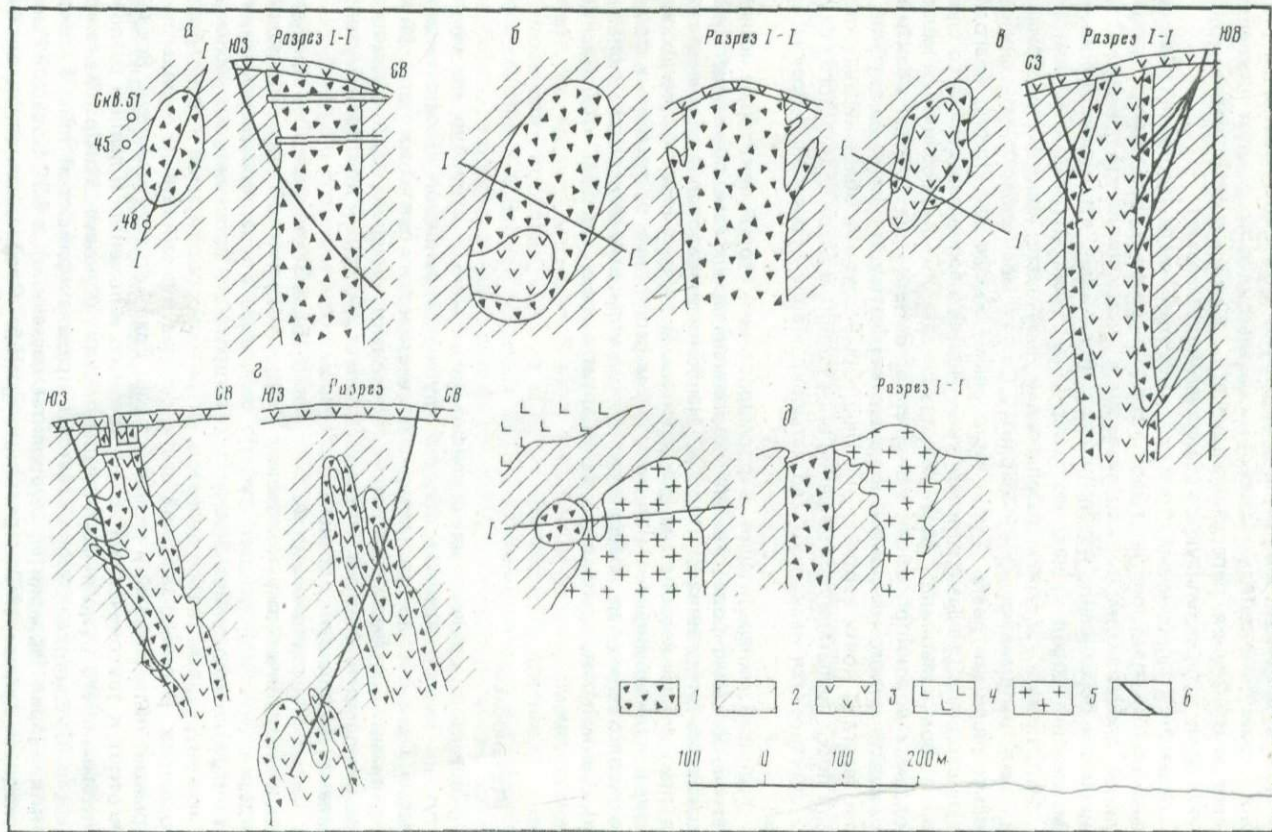
Урановая минерализация, в формировании которой некоторые исследователи большую роль отводят экзогенным процессам, преимущественно развита во внутренних частях ФЭС. Наиболее значительные количества урана приурочены к слоистым алевролитам. В рудных стратиформных залежах, локализованных на незначительном расстоянии от трубчатых флюидно-эксплозивных тел, содержатся помимо урановых минералов (тюямуни-та) еще малахит, хризокolla, фольбартит и следы серебра, кобальта, никеля и таллия.

Ртутоносные

Появление оруденелых флюидно-эксплозивных структур на многих ртутных месторождениях обязано глубинной основной (базальтоидной) магме. Однако вопрос о наличии парагенетических связей их с ртутной минерализацией остается открытым, поскольку минерализация развивается лишь в цементе брекчий. Очевиден лишь структурный контроль ртутопроявлений флюидно-эксплозивными телами.

Целый ряд ртутоносных ФЭС изучен [115] в Закарпатье. Они приурочены к вулканическому комплексу Выгорлат-Гутинской гряды (базальты, андезиты-базальты, дациты, туфы), залегающему на нижнесарматских и паннонских отложениях Закарпатского прогиба и прорванных гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов, диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиритов. В северо-западной части региона вулканогенные породы перекрывают палеогеновый и меловой флиш Главного антиклинория. Все ФЭС тяготеют к тектоническим зонам древнего заложения (Главный разлом и оперяющие его разрывы). Большинство их (Буковая, Магора, Каменный карьер, Смериковая) располагается в пределах флишевой зоны Главного антиклинория (аргиллиты, алевролиты, песчаники), а ФЭС Большой Ракош находится в пределах Закарпатского прогиба. Предполагается, что все ФЭС имеют глубину заложения 1500–3000 м и в настоящее время достаточно сильно вскрыты эрозией. Все они содержат кинноварную и метациннабаритовую минерализацию.

ФЭС Буковая представляет трубчатое тело, прорывающее аргиллиты, алевролиты и кварцитовидные песчаники нижнего олигоцена и располагаю-



щется в 200 м от зоны разлома. В горизонтальном сечении оно имеет форму сплюснутого неправильного овала с размером на поверхности 70 x 35 м, почти вертикально уходящего на глубину (рис. 19, а). Контакты ФЭС с вмещающими породами резкие, слегка извилистые. Приконтактные породы перемята и слабо раздроблены.

Брекчия ФЭС, относящаяся к II генетическому типу, состоит из угловатых с притупленными краями обломков андезито-базальтов размером до 1 м (60–75%) и вмещающих аргиллитов, алевролитов, песчаников преобладающим размером 1–10 см (30–40%), количество которых увеличивается вблизи контактов. Состав обломков и цемента аналогичен; иногда и в цементе преобладают дезинтегрированные андезито-базальты, связанные их стекловатой разновидностью и фельзитовидной массой, которая замещается гидротермальными новообразованиями: каолинита, карбоната, хлорита, с наличием барита, кварца, киновари, метациннабарита и твердых бесструктурных битумов. Термальный метаморфизм во внутренних частях ФЭС и поздние тектонические подвижки проявлены слабо.

ФЭС Магора характеризуется теми же условиями залегания, морфологией и составом обломков, что и предыдущая, но удалена от разлома на 0,5 км. В ее юго-западной части обнажается небольшой (80 x 100 м) неэк андезито-базальтов (рис. 19, б), имеющий резкие извилистые контакты без зеркал скольжения и следов брекчирования. На глубине от трубчатой ФЭС отходит ряд брекчиевых даек.

Флюидно-эксплозивная структура Каменный карьер, находящаяся в зоне Главного разлома, почти полностью заполнена неэк андезито-базальтов (рис. 19, в), окаймленным брекчией лишь на контакте с флишевой толщей (IV генетический тип ФЭС). Ширина полосы брекчий составляет 0,2–15 м. Размеры структуры в плане 90 x 45 м; в виде вертикально уходящего тела она прослеживается на 150 м. Контакты брекчий с вмещающей толщей ровные, с андезито-базальтами — извилистые. Состав обломков, цемента и новообразований постмагматических минералов аналогичны таковым в ФЭС Буковая; дополнительно в цементе встречаются марказит, кертисит и карпат. По породам брекчий развиты интенсивные тектонические подвижки (подновленная зона разлома).

Эксплозивная структура Смериковая представляет линзообразной формы тело (10 x 15 м) с прихотливыми контурами (рис. 19, з). Она вытянута в северо-западном направлении диагонально к Главному разлому и имеет крутой (80°) наклон к северо-востоку. Центральная часть этой ФЭС IV генетического типа выполнена андезито-базальтами, периферические не повсеместно брекчией. Иногда же брекчия образует глубокие заливы или слагает отдельные изолированные участки среди андезито-базальтов и, наоборот, их апофизы часто проникают в брекцию и флишевую толщу (рис. 19, д). Состав брекчий, характер ее контактов с вмещающими породами и минерализация те же, что и в предыдущих ФЭС.

Б.В.Мерлич считает, что вначале eksploзивные тела были заполнены исключительно брекчиевым материалом, вытесненным затем внедрявшимися магматическими породами; степень такого вытеснения была неодинакова у различных ФЭС.

Рис. 19. Ртутьносные ФЭС Закарпатье [115]

а — Буковая, б — Магора, в — Каменный карьер, з — Смериковая, д — Большой Ракош

1 — оруденелая eksploзивная брекчия; 2 — аргиллиты и песчаники; 3 — андезито-базальты; 4 — дациты; 5 — диорит-порфириды; 6 — скважины

На Перевальном месторождении Северо-Западного Кавказа ртутная минерализация, видимо, также приурочена к флюидно-эксплозивной структуре, хотя ее считают и грязевым палеовулканом [69], и диапировой структурой [158]. Эта структура находится в сводовой части Дефановской антиклинали, на сопряжении разломов северо-западного и северо-восточного простираний. На поверхности она имеет размеры 200 x 50 м, выклиниваясь на глубине 200 м. Форма ее трубообразная. Слагающие ФЭС оруденелые (киноварьсодержащие) брекчии состоят из глыб песчаников (50%), мелких обломков сидеритов, кремнистых пород, алевролитов, мергелей, кварца, гравелитов и конгломератов.

ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЕ СТРУКТУРЫ ГРАНИТОИДНОЙ МАГМЫ

ФЭС, обязанные гранитоидной магме, обычно приурочены к малоглубинным дифференцированным интрузиям; часто они встречаются в связи с субвулканическими интрузивными телами трещинного типа. Преимущественным развитием эти структуры пользуются в геосинклинальных областях (Средиземноморской, Тихоокеанский и другие пояса) и в областях автономной активизации (Забайкалье, Казахстан), но известны также на щитах (Цумб в Африке, Илоярви в Финляндии и др.), где они диагностируются с трудом и до сих пор изучены в единичных случаях.

К ФЭС гранитоидной магмы приурочен широкий набор рудных и нерудных полезных ископаемых, который характерен для кислых и средних пород. Наиболее типичны золоторудная, полиметаллическая, редкометальная, медная и флюоритовая минерализации.

Золоторудные

В строении многих золоторудных объектов, ранее считавшихся классическими примерами жильных и штокерковых месторождений, в последние годы установлено широкое развитие eksploзивных тел, что отводит значительную роль флюидно-эксплозивной деятельности в их формировании. ФЭС установлены как среди приповерхностных (Балейском, Учкыз, Кочбулак и др.), так и среди гипабиссальных (Ключи, Дарасун и др.) месторождений, а среди зарубежных — Крипл-Крик, Сан-Юлиан, Басик в США, Маунтин-Пасс в Австралии, Сэкэрымб в Румынии и др.

По мнению В.А.Нарсеева и Г.Б.Левина [109], среди брекчиевых eksploзивных образований выделяется две морфологические группы: 1) брекчиевые трубы и тела иной формы; 2) участки брекчий в рудных телах. Первые эквивалентны рудным телам и дайкам рудного этапа, вторые имеют подчиненное значение и развиваются только в пределах рудных тел, отражая детали их строения. Но общим для брекчий обеих групп является механизм формирования — спонтанное фазовое расслоение, обусловленное гидротермально-эксплозивной деятельностью. Такие брекчиевые тела имеют важное поисковое значение для выявления золоторудных месторождений [7].

Автором детально изучен ряд золоторудных месторождений с флюидно-эксплозивными структурами в пределах зоны мезозойской активизации.

Одно из месторождений находится в бортовой части мезозойской депрессии в зоне протяженного и долгоживущего регионального разлома. Оно развито в нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных породах, кроме которых, по данным В.Н.Новикова, в районе распространены верхнепротерозойские гнейсо-сланцевые образования, прорванные разновозрастными гранитоидами, ниже- и верхнемезозойские эффузивы и песчано-сланцевые отложения.

Особенности строения. Главным элементом строения месторождения является брекчиевая флюидно-эксплозивная структура, имеющая в плане грубо изометричную, а в разрезе на глубину — конусообразную форму с диаметром около 1800 м (рис. 20). Эта структура состоит из двух различных по времени формирования и минерализации брекчиевых тел. В первый этап было сформировано безрудное брекчиевое тело ("дорудная трубка"), во второй — эллипсовидное тело окварцованных оруденелых брекчий ("рудная трубка") размером 750 x 500 м.

Безрудные полимиктовые брекчии "дорудной трубки" занимают южную часть ФЭС. Они состоят из обломков вмещающих диабазовых порфиров, фельзитов, песчаников и сланцев, а также гранитоидов. Цементом брекчий служит дезинтегрированная, участками гематитизированная и пиритизированная темно-бурая масса диабазовых порфиров и гранитоидов с осколками калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Размер обломков и их форма варьирует в широких пределах. Преобладают обломки размером 1–2 см, на фоне которых встречаются отдельные более крупные (5–8 см). Изредка встречается мелкообломочная брекчия, размер кластической части которой измеряется миллиметрами. Мелкие обломки обычно остроугольны, более крупные имеют закругленные края (рис. 21).

Диабазовые порфиры слагают около одной трети объема тела безрудных брекчий. Обломки их обычно угловаты и имеют небольшие (1–5 см) размеры. Это зеленовато-серые, серые и буроватые породы, на фоне серицитизированной основной массы в которых иногда видны таблички полевых шпатов (измененного андезин-лабрадора). Основная масса породы сложена раскристаллизованным карбонатизированным, хлоритизированным и серицитизированным стеклом, насыщенным микролитами плагиоклаза. Редкий пироксен разложен и замещен хлоритом, серицитом и скоплениями рудной пыли. Часто наблюдаются разъединенные порфировые вкрапленники плагиоклаза, сливающиеся с основной массой.

Фельзиты слагают редкие остроугольные обломки. Это светло-серые массивные или слабополосчатые афанитовые ожелезненные породы. На фоне их тонкозернистой основной массы иногда наблюдаются единичные вкрапленники кварца, калиево-натриевого полевого шпата и плагиоклаза. Аналогичные фельзиты входят в состав нижнепалеозойской осадочно-вулканической толщи на удалении от ФЭС и перемежаются с диабазовыми порфирами.

Песчаники и песчанистые сланцы слагают в брекчии разрозненные остроугольные обломки зеленовато-бурого цвета, а на удалении от ФЭС распространены внутри древней порфировой толщи.

Гранитоиды в теле безрудных брекчий слагают многочисленные (до 40–50%) обломки. Наблюдается несколько их разновидностей: некрупные обломки интенсивно катаклазированных крупнозернистых биотитовых гранитов из состава верхнепротерозойского (заганского) комплекса, массивы которого удалены на 2–3 км от ФЭС; обломки серицитизированных сиенито-диоритов, обогащающие отдельные участки брекчий. Это светло-серые сердцевидные до порфировидных породы, известные на периферии ФЭС в составе верхнепалеозойского комплекса; обломки с концентрической отдельностью мелкозернистых биотитовых гранитов, микроклинизированных граносиенитов с переходами до сиенитов и субщелочных гранитов, уступающих по периферии ФЭС в составе мезозойских комплексов. Кроме того, в составе брекчии отмечены единичные обломки сиенитов, микродиоритов. Для брекчии с преобладанием гранитоидных обломков типична пестрота петрографического состава обломочной части и цемента, от-

Рис. 21. Полимиктовая брекчия I этапа формирования флюидно-эксплозивной структуры

Черное — угловатые обломки диабазовых порфириров, серое — округлые обломки гранитоидов; светлое — цемент преимущественно полевошпатовый, участками гематизированный

сутствие какой-либо закономерности в распределении обломков по составу.

Тело окварцованных рудных брекчий II этапа ("рудная трубка") расположено в северной части флюидно-эксплозивной структуры. Вмещающими его породами служат на юге безрудные полимиктовые брекchie I этапа, на севере и западе — раннепалеозойская толща из переслаивающихся диоритовых порфириров и осадочных пород, на востоке — раннемезозойские андезиты и трахиандезиты (рис. 20). Вблизи поверхности с восточной, северной и западной сторон брекчий II этапа ограничены неполнокольцевой интрузией кварцевых порфириров, а с южной — одной из ветвей регионального разлома, подновленного в теле брекчий I этапа. Брекchie "рудной трубки" без выклинивания прослеживаются до глубины 200 м.

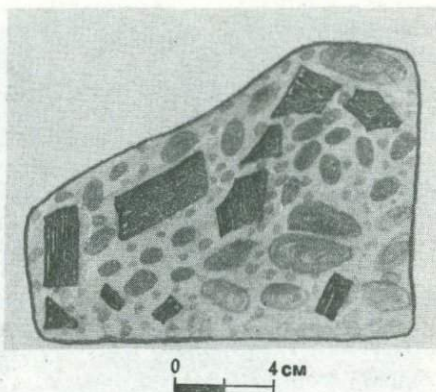
В строении периферической части "рудной трубки" участвуют раздробленные кварцевые порфиры, а центральной части — окварцованная полимиктовая брекчия с обломками брекчий I этапа; в северной части развита монокрекчия диабазовых порфириров.

Кварцевые порфиры и их брекchie развиты в неполнокольцевой зоне шириной 30—100 м. Это светло-серые со слабым розовым оттенком плотные тонкозернистые породы с мелкими порфировыми вкраплениями кварца и полевых шпатов. Их трещиноватые обломки обычно залечены прожилками (до 1 мм) золотоносного криптокристаллического (халцедоновидного) кварца с выделениями сульфидов, подверженных вторичному ожелезнению. Обломки секутся волосовидными кварц-гематитовыми прожилками и импрегнированы мелкими кристалликами пирита.

В некотором удалении к центру от кольцевой зоны кварцевые порфиры встречаются в виде разобщенных остроугольных или округлых обломков в полимиктовой брекchie. В южном экзоконтакте "рудной трубки" они встречены на глубине более 150 м. Породы интенсивно окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Кварц характеризуется облачным угасанием, хлорит развивается вдоль кварцевых прожилков и рассекает их.

По данным радиологических исследований, кварцевые порфиры имеют среднеюрский (165 млн. лет) возраст, в то время как цемент полимиктовой брекчий I этапа определяется как нижнеюрский (194 млн. лет).

Размер обломков брекчий кварцевых порфириров варьирует от 0,2 до 3 см. Порода имеет неотчетливо параллельную текстуру, обусловленную флюидалной текстурой мелкообломочного цементирующего материала, которая подчеркивается ориентированным расположением вторичного слюдяного агрегата в цементирующей массе. Более половины ее объема занимают обломки кварцевого порфира, реже встречаются отдельные обломки фельзитов и фельзит-порфириров; около 10% сложено осколками калиевого полевого шпата и кварца; слюдясто-фельзитовый цемент составляет около 30%. Для такой породы характерна слабая степень сортировки обломочного материала по крупности.



Более половины площади "рудной трубки" сложено окварцованной полимиктовой брекчий II этапа. Это довольно плотная, скрепленная халцедоноидным кварцем, на некоторых участках слабо ожелезненная порода. Состав обломков крайне непостоянный: в восточной части "рудной трубки" преобладают обломки андезитов, трахиандезитов и сланцев; в центральных участках, помимо сланцевых, встречаются обломки измененных гранитоидов, бостониты, осколки кристаллического кварца, полевого шпата и автолиты ожелезненных брекчий I этапа; в приконтактных участках развита брекчия кварцевых порфиров. Величина обломков полимиктовых брекчий колеблется от долей до 10–15 см. Иногда среди мелкообломочной брекчий встречаются отдельные глыбы бостонитов с размером в поперечнике до несколько метров ("плавающие рифы"). Большинство обломков имеет округлую форму или закругленные края и изменено процессами гидротермального метаморфизма.

Наиболее легко распознаваемыми породами в полимиктовой брекчий "рудной трубки" являются андезиты и трахиандезиты, но при сильном рассланцевании они почти утрачивают свой первичный облик и диагностируются по реликтам структуры. В неизменном виде они представляют темно-серые до черных, темно-лиловые, серые и зеленовато-серые слабо катаклазированные породы массивной или миндалекаменной структуры, состоящие из основного плагиоклаза и авгита. Основная масса сложена раскристаллизованным стеклом, в котором микролиты плагиоклаза имеют ориентированное расположение. Трахиандезиты встречаются также в виде маломощных даек в диабазовых порфиритах. Совместно с андезитовыми в брекчий иногда присутствуют обломки липаритовых порфиров. Это серые с буроватым или зеленоватым оттенком породы массивной текстуры с единичными вкраплениями кварца и полевых шпатов размером до 1 мм. Обломки андезитов, трахиандезитов и липаритовых порфиров довольно четко отличаются от обломков раннепалеозойских диабазовых порфиров и фельзитов своим более свежим обликом, отсутствием сланцеватости, слабыми вторичными изменениями и более слабым катаклизмом. Они хорошо сопоставляются по составу и возрасту с аналогичными эффузивами, примыкающими к ФЭС: андезиты — 228 млн. лет, фельзит-порфиры — 209 млн. лет, вмещающие эффузивы, по данным Н.П. Михно, — 236 млн. лет.

Серицит-карбонатные "сланцы" широко распространены в составе этой брекчий. Это светло-зеленые или светло-желто-зеленые плотные мелкообломочные массы, окаймляющие крупные обломки иных пород. Сланцеватость их является результатом флюидогенного течения. Они возникают за счет метасоматического преобразования порфиритовой брекчий I этапа.

Экзотическими породами полимиктовой брекчий II этапа являются бостониты, образующие мелкие обломки в брекчий и спорадические крупные (до нескольких метров в поперечнике) глыбы. Это буровато-желтые породы, на фоне мелкозернистой массы которых изредка видны небольшие лейсты плагиоклазов. Под микроскопом устанавливается сильное замещение плагиоклазов минералами эпидот-цоизитовой группы (что свидетельствует о его средней основности).

Гранитоиды слагают в полимиктовой брекчий мелкие закругленные обломки. Наиболее часто среди них отмечаются гранит-порфиры, которые вблизи ФЭС на поверхности не известны. На отдельных участках брекчий обогащены (до 10–15%) остроугольными обломками кварца, жилы которого вблизи ФЭС также не известны. Изредка отмечаются обломки (автолиты) ожелезненных полимиктовых брекчий I этапа размером до 5–10 см.

В северной части "рудной трубки" распространена порфирировая монобрекчия, наблюдающаяся вблизи неполнокольцевой интрузии кварцевых порфиров. Она состоит из неплотно соприкасающихся угловатых обломков диабазовых порфиров (т. е. вмещающих ФЭС пород), пустоты между которыми выполнены бурой ожелезненной массой. Здесь же встречается монобрекчия фельзит-порфиров. Это плотные зеленовато-серые породы, сложенные овальными как бы оплавленными обломками фельзита и фельзит-порфира в дезинтегрированном фельзитовом же цементе. Местами обломки с фенокристаллами плагиоклаза и цемент как бы сливаются. Трещины и пустоты в породе выполнены поздним кварцем, совместно с которым иногда развиваются цеолиты (ломонтит).

Состав цемента "рудной трубки" непостоянный и зависит от состава крупнообломочной части брекчий. В периферических частях ее обломки кварцевых порфиров сцементированы криптокристаллическим халцедоноидным кварцем светло-серого цвета, включающим мелкие осколки этих же пород. В брекчии с преобладающими обломками трахиандезитов цементом служит тонкораздробленная масса андезитового состава, содержащая лейсты полевых шпатов, кристаллы авгита, хлорит, серицит и гидротермальный кварц. В монобрекчии диабазовых порфиров количество цемента незначительно; обломки плотно примыкают друг к другу, а в тесных промежутках между ними наблюдается бурая ожелезненная масса. Цементом полимиктовой брекчий обычно служит окварцованный мелкообломочный материал из раздробленных крупных обломков. На некоторых участках в его составе устанавливаются мелкие осколки гранитоидов, сланцев, полевых шпатов, кварц, серицит, хлорит, карбонат, магнетит, пирит и др. В большинстве участков цемент и обломочный материал "рудной трубки" замещены халцедоноидным кварцем. Степень пропитки кварцем варьирует от 3—5 до 30%. Наиболее переработанными оказываются породы вблизи узлов сочленения разнонаправленных разрывов внутри брекчий, а по периферии тела — участки между сближенными субпараллельными разрывами. Метасоматический кварц замещает наиболее раздробленные участки пород и пронизывает брекчию в виде маломощных (1—15 мм) разноориентированных прожилков, коленообразных или полностью окаймляющих обломки и блоки брекчий. В метасоматически измененной брекчии встречаются также кальцит, образующий тонкие (до 1 мм) прожилки, примазки и пластинчатые розетки по трещинам, и адуляр, устилающий стенки пустот. Метасоматически окварцованная брекчия, часто серицитизированная и хлоритизированная, бывает, кроме того, насыщена пиритом и золотоносна. Совместно с золотом в ней присутствуют также серебро, соотношение которого с золотом составляет 1:4.

Периферическая брекчия и взрывные дайки. В кольцевой зоне северного экзоконтакта "рудной трубки" шириной в несколько десятков метров вмещающие горные породы интенсивно брекчированы и сцементированы мелкообломочным материалом с гидротермальными продуктами кварц-гематитового состава. Эта периферическая брекчия содержит, помимо расколотых вмещающих пород, единичные обломки из чуждых образований, встречающихся и во внутренних частях ФЭС. Большинство обломков периферической брекчий состоит из раздробленных диабазовых порфиров, между которыми развит биотит-хлоритовый агрегат с обломками кристаллов плагиоклаза и кварцевых порфиров (пород, слагающих внешнее кольцо "рудной трубки") размером до 3—8 см. Многие из округлых обломков порфиров имеют концентрически-скорлуповатую (луковичную) отдельность. Вокруг них имеются оторочки криптозернистого и мелкозернистого кварца друзовой текстуры, рассекающего породу также

в виде прожилков. На отдельных участках брекчия цементируется кварц-гематитовым материалом с мелкими кубическими кристаллами галенита.

По периферии ФЭС во вмещающих диабазовых порфиритах имеются маломощные брекчиевые флюидно-эксплозивные дайки. Одна из них мощностью около 1 м встречена в удалении 1,5 км к северо-западу от трубчатого тела. Она сложена брекчией, обломками которой служат микрогранит-порфиры, а цементом — карбонатизированная порода сиенитового состава (сиенит-бостониты). Гранит-порфиры имеют во вкрапленниках кристаллы калиевого полевого шпата, а основная масса состоит из мелкозернистого кварц-полевошпатового материала. Сиенит-бостониты цемента состоят из беспорядочно ориентированных лейст полевого шпата и его порфировых вкрапленников; в виде прожилков в цементе присутствуют карбонаты.

Вторая аналогичная дайка также небольшой мощности (0,6–0,8 м) встречена в 1 км к северо-западу от трубчатой ФЭС.

Подобные дайковые образования, сложенные брекчией с обломками пород, инородных для вмещающей толщи, возникли, видимо, за счет тех же процессов, что и трубчатая ФЭС.

Минерализация. В безрудной полимиктовой брекчии I этапа на ряде участков широко проявлены микроклинизация и гематитизация. Микроклин развивается по прожилкам и трещинным зонам наряду с редкой вкрапленностью пирита, магнетита и гематита в начальный этап формирования ФЭС. В результате в наиболее раннюю стадию образуется полевошпатовый цемент и свежие осколки микроклина в брекчии. Магнетит в безрудной брекчии обычно образует рассеянную вкрапленность в цементе и небольшие прожилки, пересекающие микроклиновые.

Широко распространенные гематитовые и кварц-гематитовые прожилки сопровождаются редкими карбонатами. Гематит часто развивается по магнетиту (мартит). Гематитовый и кварц-гематитовый цемент брекчии насыщен мельчайшими остроугольными обломками дезинтегрированных пород, слагающих и крупные обломки.

В гипергенных условиях при развитии зоны окисления первичные минералы железа (магнетит и гематит) подверглись гидроокисному замещению. Гидроокислы железа (гетит и гидрогетит) и ассоциирующие с ними гидроокислы марганца широко развиты в обломках и цементе ранней полимиктовой брекчии. Количество Fe_2O_3 в участках, обогащенных кварц-гематитовыми прожилками, составляет 5,77–7,93%. Для брекчии характерно, кроме того, высокое содержание калия (5,93%), обусловленное его приносом в раннюю рудную (микроклиновую) стадию; присутствуют примеси лантана, свинца, бериллия, итербия, галлия, меди и ванадия. Гематитизация иногда, например в эксплозивной структуре Трабаг (Онтарио), содержащей полиметаллическую минерализацию, проявляется в наиболее раннюю стадию рудного процесса [188].

В полимиктовой брекчии II этапа формирования ФЭС и по ее периферии проявлена гидротермальная рудная минерализация, образующая три морфологических типа: оруденелую брекчию, жилы и зоны прожилково-матасоматического оруденения.

Оруденелая брекчия занимает в плане всю площадь тела поздних полимиктовых брекчий. Она представляет собой обломочную породу, состоящую из массы дезинтегрированных обломков, с цементированных оруденелым кварцевым материалом. Распределение кварцево-рудного цемента в различных участках брекчии неравномерное. Наиболее насыщена им центральная область "рудной трубки", а также брекчия кварцевых порфиров. Кварцевое выполнение в таких участках достигает 25–30% объема

брекчии. В центральной части "рудной трубки" в брекчии наблюдаются отдельные довольно мощные кварцевые тела сложной конфигурации (ветвящиеся, прихотливо изгибающиеся, окаймляющие обломки и блоки брекчии). В совокупности такие жилы образуют сложнопостроенный кварцевый каркас в центральной части "рудной трубки". В других участках этой же брекчии кварцем заполнены волосовидные трещины и неправильные полости между обломками. В таких участках насыщенность кварцевым материалом достигает 3—5% объема брекчии. Для каждого кварцевого выполнения характерны свои околожилные изменения — каолинизация, серицитизация и адуляризация с локальным развитием хлорита, эпидота и кальцита по первичным цветным минералам (пропилитизация). Насыщенность брекчий кварцем на глубине 100 м от поверхности составляет 10—15%, причем здесь его выделения часто имеют правильную прожилковую форму.

Жильный тип оруденения развит по периферии тела рудных брекчий и представлен серией мощных малопротяженных полукольцевых жил в безрудных брекчиях I этапа. Простираются их субширотное с отклонениями к северо-востоку и северо-западу на флангах, за счет чего создается их полукольцевая форма (см. рис. 20). Жилы наклонены на север с углами падения 5—30°. Контакты их с вмещающими безрудными брекчиями четкие, волнистые, в ряде случаев осложненные тектоническими подвижками. Жилы сложены дорудным голубовато-серым неяснополосчатым халцедоновидным кварцем, иногда рассеченным более поздними прожилками рудного полосчатого также халцедоновидного кварца.

Зоны прожилково-метасоматического оруденения установлены по периферии трубчатой ФЭС, особенно к северо-западу от нее. Здесь они выявлены на расстоянии до 1,5 км от брекчиевых тел в ассоциации с explosивными дайками и развиты среди вмещающих ФЭС диабазовых порфиритов и кварц-серицитовых сланцев. В большинстве случаев они приурочены к зонам дробления, оперяющим региональный разлом. Ориентировка таких зон согласуется с направлением сланцеватости пород и только отдельные из них являются кососекущими.

Наиболее крупной является зона метасоматического окварцевания в южной части ФЭС. Она ориентирована под углом 20—30° к шву регионального разлома. Простирается зоны субширотное, падение северо-западное под углами 40—60°. Она сложена относительно маломощными (0,2—0,8 м) и короткими (40—100 м) кварцевыми жилами и многочисленными прожилками различной ориентировки. Слагающий их светло-серый до серого кварц имеет халцедоновидное строение. Рудные минералы зоны представлены пиритом и магнетитом. Последний в зоне окисления почти нацело замещен лепидокрокитом и гидрогематитом.

Стадийность и геохимические особенности. Судя по минеральным взаимоотношениям в оруденелой брекчии ФЭС и жильных телах, процесс минерализации рудного этапа проявился в пять стадий. Стадийность обусловлена длительностью и сложностью формирования месторождения и его ФЭС, а также пульсирующим поступлением гидротерм.

Наиболее ранним является неяснополосчатый голубовато-серый халцедоновидный кварц (дорудная стадия), затем следует пористая его разновидность (ранняя рудная стадия); полосчатый и пластинчатый кварц характерны для главной рудной стадии, тонкозернистый (до халцедоновидного) кварц — для поздней рудной стадии; в заключительную (пострудную) стадию отлагались мелкозернистый кварц шестоватого облика, флюорит и кальцит.

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в кварце различных стадий рудного этапа (в среднем по 50 пробам для каждой стадии; в %)

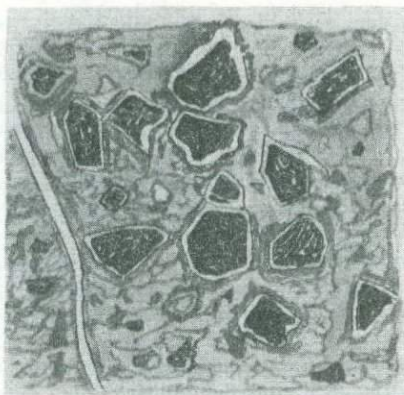
Элементы	Единица измерения	Стадия				
		дорудная	ранняя рудная	главная рудная	поздняя рудная	пострудная
Ag	10^{-4}	0,2	1,0	1,9	0,1	0,1
Ti	10^{-3}	11,5	18,8	18,9	12,2	16,8
Mn	10^{-3}	8,2	13,1	4,2	10,7	3,8
Cr	10^{-3}	5,5	3,4	4,0	3,1	2,7
Ni	10^{-3}	1,9	2,1	1,4	1,6	1,1
Co	10^{-4}	4,0	9,2	8,4	1,6	5,6
V	10^{-3}	0,3	1,2	1,8	0,5	0,1
Mo	10^{-4}	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5
Cu	10^{-3}	1,4	1,6	1,6	1,0	1,1
Pb	10^{-4}	2,0	0,8	1,0	1,0	0,1
Zn	10^{-3}	2,6	7,8	0,6	0,1	0,8
Ga	10^{-3}	1,1	1,0	1,0	0,1	0,1
Zr	10^{-3}	1,0	1,0	1,0	0,9	1,0
Be	10^{-4}	7,1	7,2	7,1	3,0	2,7
Sc	10^{-4}	1,0	1,0	0,1	0,1	0,1
Y	10^{-4}	1,5	1,0	4,0	0,1	0,1
Sr	10^{-2}	0,6	0,8	1,2	1,0	1,0
Ba	10^{-2}	1,0	1,0	1,2	1,4	1,0
Li	10^{-2}	0,1	0,1	0,2	1,0	0,9

Геохимические данные показывают, что кварц всех стадий содержит почти одни и те же элементы-примеси, но в разных количественных соотношениях (табл. 3).

Агрегаты неяснополосчатого, участками массивного халцедоновидного кварца дорудной стадии имеют молочно-белый или голубовато-серый цвет. Они распространены главным образом в жильном типе минерализации, реже встречаются в безрудной брекчии I этапа между отдельными обломками и по стенкам каверн. В оруденелой брекчии этот кварц наблюдается в виде окаймленных гидроокислами железа обломков в более позднем полосчатом криптозернистом кварце. Иногда дорудный халцедоновидный кварц имеет фестончатую текстуру, развиваясь вокруг обломков пород. Под микроскопом выявляется неравномернозернистое его строение, обусловленное наличием на фоне криптозернистой массы участков с более крупными зернами. Из рудных минералов в нем отмечается лишь пылевидная вкрапленность окисленного пирита. Геохимическими исследованиями в дорудном кварце устанавливается незначительное содержание благородных металлов, а также повышенные по сравнению с другими разновидностями кварца количества хрома (см. табл. 3).

В раннюю рудную стадию происходило отложение кварца пористой текстуры. Он характеризуется серым, темно- и коричнево-серым цветом и наличием многочисленных пустот и пор. Текстура его неясно- и грубополосчатая, обусловленная последовательным наложением разноокрашенных полос; структура от крипто- до тонкозернистой. Этот кварц широко распространен в оруденелой брекчии "рудной трубки", реже встречается за ее пределами, особенно в южном экзоконтакте. В брекчии "рудной трубки" он развит в цементе, а также слагает жилы сложной кон-

Рис. 22. Развитие золотосодержащего кварца главной рудной стадии вокруг обломков в брекчии
Николи ||



фигурации в пределах ФЭС. Преимущественная ориентировка жил северо-восточная ($20-40^\circ$), северо-западная ($290-310^\circ$) и субширотная. Падение их под углом $30-35^\circ$. Мощность жил резко меняется, протяженность варьирует от 30 до 150 м. На пересечении жил отмечаются неправильной формы бананцы. Контакты жил пористого хальцедонового кварца в брекчии неровные, ступенчатые и часто осложнены пострудными подвижками. С кварцем ранней рудной стадии ассоциируют пирит, магнетит, галенит, сфалерит, самородное серебро. Пирит образует мелкие гнездообразные скопления, по периферии его зерен развит магнетит. Галенит и сфалерит присутствуют в виде мелких рассеянных включений. Пористый кварц по сравнению с кварцем прочих стадий обогащен марганцем, цинком и свинцом. Он пересекает дорудные жилы и сам цементируется в брекчии "рудной трубки" разновидностями кварца главной и более поздних стадий минерализации.

В главную рудную стадию произошло отложение полосчатого и пластинчатого хальцедонового кварца в виде маломощных жил и прожилков в цементе (рис. 22), которые секут и цементируют кварц дорудной и ранней рудной стадий. Выделяется несколько генераций полосчатых, пластинчатых и тонкослоистых разновидностей, пересекающихся между собой или наслаивающихся друг на друга. Цвет агрегатов кварца серый с желтоватым, розовым, зеленоватым и коричневатым оттенками, беловато-серый до темно-серого; текстура коломорфная и симметрично-полосчатая, фес-тончатая. Полосчатость жил обусловлена чередованием прослоек агрегатов кварца различной зернистости и окраски и подчеркивается пылевидными скоплениями каолинита вдоль границ прослоев. Каолинит изредка образует также моховидные включения в кварце. Характерно, что беловато-серые разновидности полосчатого кварца с высоким содержанием каолинита обычно не золотоносны.

Полосчатый кварц пользуется преимущественным распространением. Им сложены маломощные жилы и прожилки в оруденелой брекчии в окружающих "рудную трубку" диабазовых порфиритах. Протяженность жил колеблется в пределах от нескольких до десятков метров. Полосчатый кварц в среднем составляет 10% объема всех жильных образований.

Пластинчатый кварц светло-серого, коричневого и буровато-серого цвета образуется путем срастания тонких пластинок в пористый каркас с пустотами, заполненными каолинитом и агрегатами адуляра, зернистого и шестоватого кварца пострудной стадии. Пластинчатый кварц слагает жилы и прожилки преимущественно в центральной части "рудной трубки". По ее периферии он образует в брекчии обычно пологие маломощные тела, азимут падения которых приходится на южные румбы, а углы падения колеблются от $10-30$ до 50° . В пустотах оруденелой брекчии в местах повторных нарушений и пересечения разрывов отмечаются также непра-

вильные и гнездообразные выделения этого кварца размером до 0,2—1,0 м в поперечнике. Пластинчатый кварц сечет жилы пористого кварца или отмечается в виде согласных с ним полос; однако наблюдаются и обратные взаимоотношения.

Полосчатый и пластинчатый кварц сопровождаются рудной минерализацией — пиритом, магнетитом, халькопиритом, антимонитом, самородным серебром. Пирит образует рассеянную вкрапленность мелких кубических кристаллов размером 1—1,5 мм в поперечнике. По периферии зерен он замещается магнетитом, по которому в зоне окисления развиты гетит, гидрогетит, лепидокрокит и гидроокислы марганца. Изредка отмечаются самородная медь и халькопирит. Почти вдвое в кварце рудной стадии увеличивается количество серебра, а также ванадия; содержание свинца и цинка, наоборот, уменьшается.

Главным рудным минералом является пирит, основная масса которого выкристаллизовалась в течение ранней и главной рудной стадии. Самородное золото приурочено к халцедоновидному кварцу, содержащему гидроокислы железа, что свидетельствует в пользу коллоидной формы нахождения основных количеств этого элемента в растворах.

В позднюю рудную стадию выделялся тонкозернистый до халцедоновидного кварц в зонах метасоматического окварцевания по периферии ФЭС. Он имеет беловато-серый цвет и изредка содержит включения магнетита, гематита, пирита, халькопирита, борнита и гидроокислов железа. Элементы-примеси в нем немногочисленны (табл. 3).

В заключительную пострудную стадию гидротермальной деятельности происходило отложение кристаллического кварца, флюорита и кальцита. Зернистый и шестоватый полупрозрачный кварц широко проявлен среди брекчий "рудной трубки", внутри жильных тел халцедоновидного кварца ранних стадий во вмещающих породах. Обычно он слагает мелкие прожилки мощностью от долей миллиметра до 1 см, корочки в пустотах брекчии. Этот кварц нередко содержит убогую вкрапленность пирита и магнетита, а также мелкие ксенолиты кварца ранних рудных стадий.

Особенности генезиса. На основании анализа геологического строения представляется, что ФЭС является главным генетическим и рудовмещающим элементом строения месторождения.

Особенности морфологии брекчиевых тел, наличие в их составе большого количества неизвестных вблизи ФЭС пород, следы флюидального течения в мелкообломочной брекчии, служащей цементом, полукольцевая форма интрузии кварцевых порфиров и кварцевых жил являются признаками, свидетельствующими в пользу их флюидно-эксплозивного происхождения. Этот вывод подтверждается и наличием характерных для подобных образований периферических брекчий и eksploзивных брекчиевых даек с обломками разнородного состава. ФЭС возникла, видимо, в результате воздействия флюидов липаритовой магмы в течение двух этапов. Первый предшествовал интрузии кварцевых порфиров, второй был сближен во времени с периодом их формирования.

Характерные для приповерхностных месторождений вулканических поясов многоэтапность формирования флюидно-эксплозивных структур часто приводит к концентрации оруденения в поздних брекчиевых телах [109].

Появление оруденелых брекчиевых тел обусловлено eksploзивными явлениями двух постмагматических стадий: ранней со щелочными железосодержащими флюидами, поздней — с кислыми рудоносными кремнийсодержащими.

Субвулканический характер полукольцевой интрузии кварцевых порфиров, развитие в породах брекчии крустификационных структур халцедоновидного кварца и пропилитизации свидетельствуют о приповерхностном образовании ФЭС. Судя по центриклинальному наклону пластов пород, вмещающих ФЭС, и наличию в брекчии "плавающих рифов", можно предполагать, что их образование сопровождалось явлениями оседания. Отсутствие туфового материала в цементе брекчий свидетельствует о том, что в период формирования ФЭС не были связаны с поверхностью.

Вторая изученная структура находится в месте сочленения двух мезозойских депрессий и приурочена к одной из ветвей регионального меридионально ориентированного разлома. Она развита в поле верхнемеловых базальтоидов, толща которых мощностью не менее 600 м перекрывает верхнеюрско-нижнемеловые терригенные осадки.

Главным элементом ее строения является неполнокольцевое (подковообразное) в плане брекчиевое тело, имеющее периклинальную ориентировку ветвей в разрезе (рис. 23). Ядро этого кольца сложено трахибазальтами, с востока к нему примыкают миндалекаменные авгит-оливиновые базальты, а с запада — андезито-базальты.

Максимальная мощность кольца брекчий в его южной части составляет 30—40 м, минимальная (в северной части) — первые метры. Состав брекчий неодинаков в разных частях структуры. Восточная ветвь складывается из крупных (3—5 см) остроугольными обломками алевролитов с незначительной примесью базальтоидов и редких обломков раннего золоторудного халцедоновидного кварца, а западная ветвь — почти мономиктовой базальтоидной брекчией. В южной части кольца мелкообломочная брекчия содержит, помимо обломков базальтов и алевролитов, также обломки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, не встречающихся на поверхности в районе структуры. Здесь она интенсивно окварцована, с замещением исключительно мелкообломочной цементирующей массы.

Полимиктовый состав брекчий, вынос глубинных пород на верхние горизонты, морфология структуры, наличие рудокластов и другие признаки свидетельствуют в пользу флюидно-эксплозивного генезиса структуры. По ее юго-восточному флангу прослеживается зона сплошного окварцевания, а в центральной части (вблизи западной ветви) — серия маломощных пологопадающих кварцевых жил. Жилы и зона сложены рудным халцедоновидным кварцем нескольких генераций. Его полосчатость, отмечаемая на многих интервалах, обусловлена различной зернистостью и цветом отдельных полос, часто имеющих фестончатое строение. Рудный кварц рассекается тонкими флюоритовыми прожилками и содержит редкую вкрапленность мелких выделений пирита.

Ранее участок изучался как жильный гидротермальный. Установление рудных эксплозивных брекчий позволяет по-новому интерпретировать его генезис.

Балейское золоторудное месторождение (Восточное Забайкалье), на котором в последние годы выявлено наличие ФЭС [96] и эксплозивных брекчиевых даек [169], локализовано в юрских и меловых осадках Ундино-Даинской депрессии, борта которой сложены варисскими гранитоидами с участками гнейсов и сланцев. Рудные тела имеют нижнемеловой возраст и представляют в гребенчатого северного борта депрессии штокверк, а в меловых песчаниках и конгломератах впадины — систему жил зернистого, халцедоновидного и грабенчатого кварца с гидрослюдами, каолинитом, адуляром и карбонатами. Руды преимущественно убогосульфидные, однако, имеются зоны интенсивного метасоматического окварцевания и пористые кварцевые метасоматиты, обогащенные сульфидами.

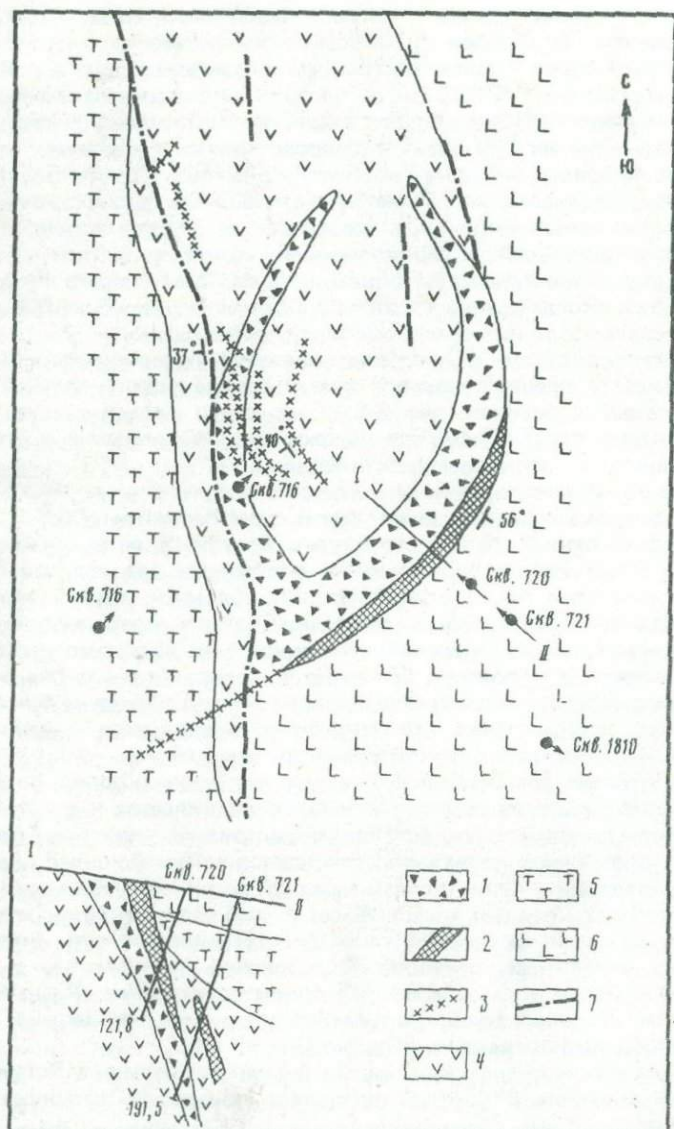


Рис. 23. Строение ФЗС на золоторудном проявлении в области мезозойской активизации

1 — полимиктовые брекчии неполнокольцевого взрывного тела; 2 — золоторудная зона метасоматического окварцевания; 3 — кварц-флюорит-золоторудные жилы; 4 — трахибазальты; 5 — миндалекаменные авгит-оливиновые базальты; 6 — андезит-базальты; 7 — разломы

Они формируются на заключительных стадиях рудного процесса и пространственно тяготеют к апикальным частям рудных зон.

Наиболее крупной ФЭС является выявленное С.С. Максимовым [96] воронкообразное тело, имеющее поперечник в десятки метров и прослеженное на верхних горизонтах в длину около 200 м. На нижних горизонтах его длина уменьшается до 30 м при поперечнике в 1–2 м. Контакты тела четкие, неправильные и извилистые, по характеру близкие к интрузивным. Изменения в эндо- и экзоконтактах не установлены. ФЭС сложена угловатыми обломками вмещающих пород (I генетический тип ФЭС) размером от микроскопических до блоков в 1–2 м в поперечнике, испытавших различное по амплитуде проседание и перемещение. Крупность обломков возрастает к контактам. Цемент брекчий кремнисто-каолиновый. Эта ФЭС возникла в ранний рудный этап, так как среди обломков наблюдаются ранние гидротермальные метасоматиты, а сама она сечется золото-рудными жилами.

Дайкообразные взрывные брекчиевые тела, впервые изученные Н.А. Фогельман [169], имеют небольшую мощность и сложную морфологию, обусловленную наличием разветвлений и апофиз, но всегда четкие контакты с вмещающей средой. Они сложены тонкокластической гетерогенной брекчией с кремнистым или кремнисто-каолиновым цементом. Серии дайкоподобных тел секут осадочные породы, ранние гидротермальные метасоматиты, брекчии воронкообразной ФЭС и некоторые рудные жилы. Отсюда можно сделать вывод, что они возникли в интравидный этап.

Пространственная приуроченность рудной минерализации Балей к ФЭС позволяет по-новому рассматривать его генезис. Сочетание оруденения с взрывными телами является одним из наиболее характерных не только генетических, но и поисковых признаков золоторудных месторождений так называемого балейского типа.

Месторождение Белая Гора (Нижнее Приамурье) — первое из обнаруженных в нашей стране так называемых эпитепмальных месторождений золота. Его главным рудовмещающим элементом является трубчатая ФЭС, выполненная брекчией дацита. Оруденение прослеживается также в боковом дайкообразном теле трахитов. Вокруг ФЭС развиты радиальные и концентрические трещины, выполненные взрывными брекчиями и дайками полевошпатовых порфиров. Породы осветлены и разрыхлены под действием кислотного выщелачивания с развитием адуляризации; имеются зоны одновременно образованных кварцевых метасоматитов.

Измененные породы пересечены жилами и штокверками кварца с прослоями адуляра и гидрослюда. Текстуры руд неоднородные, местами крустификационные, гребенчатые. Среди сульфидов, количество которых ничтожно мало, преобладает пирит; менее обычные арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, аргентит, прустит, пираргирит. Встречаются теллуриды серебра, минералы ртути, деревянистое олово.

На некоторых участках этого месторождения наблюдается прожилково-вкрапленная рудная минерализация, развитая среди эффузивных пород, в мелких штокверках и зонах метасоматического окварцевания [128].

На месторождении Учкыз (Узбекистан) наблюдается тесная ассоциация трубообразных и дайкоподобных ФЭС с рудными кварцевыми жилами, сопровождаемыми зонами окварцевания и березитизации [173].

Эллипсоидные в плане и трубообразные в разрезе ФЭС этого месторождения имеют размеры от 160 X 30 м (шесть тел) до 50 X 10 м (более десяти тел) и соединяются между собой взрывными дайками. Тела приурочены к клинообразному блоку, окаймленному разломами. Брекчия

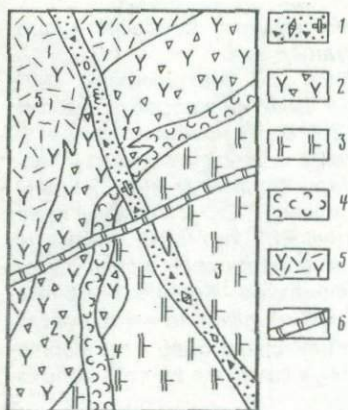


Рис. 24. Схема взаимоотношений тел взрывчатых брекчий и кварцевых жил на месторождении Кочбулак [23]

1 — крупнообломочные взрывчатые брекчии; 2 — агломератовые взрывчатые брекчии; 3 — порфириды; 4 — песчаниковидные взрывчатые брекчии; 5 — андезитовые туфы; 6 — кварцевые жилы с сульфидами и теллуридами

ричных кварцитов и ранних сульфидных руд. Цементом служит тонко дезинтегрированная масса преимущественно андезито-дацитового состава. Возможно, что ФЭС возникли в ранний период интравудного этапа и являются главными рудовмещающими структурами на месторождении. Многие дайкоподобные тела локализируются в тех же трещинных зонах, что и кварцево-рудные жилы.

На Кочбулакском месторождении (Узбекистан) установлено три типа разноэтапных взрывчатых брекчий [23], которые ранее принимались за туфиты и лавовые брекчии. Все они слагают дайкоподобные полого- и крутопадающие тела с апофизами и ответвлениями. Эти тела приурочены к разломам широтного направления, развившимся на контактах пород с различными механическими свойствами (рис. 24).

Наиболее крупное тело I этапа мощностью 80–100 м при длине 1,5–2 км прослежено на глубину 280 м, оно сложено брекчиями агломератового облика из неотсортированных остроугольных обломков величиной от 1–2 до 25–30 см, состоящих преимущественно из серицитизированных, каолинизированных и реже карбонатизированных вмещающих пород. Считается [23], что появление брекчии обусловлено догидротермальной сольфатарно-фумарольной деятельностью в подземных условиях при соприкосновении газонасыщенных масс и вадозными водами; рудной минерализации эти брекчии не содержат.

Брекчии II этапа образуют тела мощностью 0,1–10 м при длине в десятки, реже сотни метров. Они имеют тот же состав обломков, что и предыдущие, псаммитовая размерность обломков делает их весьма схожими с цементом агломератовых брекчий.

Брекчии III этапа слагают дайкообразные тела мощностью до 0,5 м. Особенностью их строения является округлая форма обломков разнообразных пород размером от 0,5 см до 10–15 см, в том числе золотоносного и сульфидизированного кварца. Мелкообломочный материал цемента состоит из нацело измененных обломков пород и отдельных минералов, в цементе иногда наблюдаются следы флюидального течения. Вся брекчия III этапа импрегнирована пиритом (крупный в обломках, мелкий — в цементе) и рудоносна. Эти дайкоподобные ФЭС секутся кварцеворудными жилами с сульфидами и теллуридами.

Примерами флюидно-взрывчатых структур среди мировых золоторудных объектов могут служить Крипл-Крик, Басик, Сан-Юлиан (Колора-

до, США) и Сэкэрымб. Известны они и в пределах рудного поля золотосодержащих конгломератов Витватерсранда [85].

На площади золотрудного месторождения Крипл-Крик развито более десяти ФЭС различных параметров. Наиболее крупная трубчатая структура Баттл-Монтайн имеет неправильную форму и грандиозные (3 × 4 км) размеры. Вблизи нее находится несколько меньшая структура Глобе-Хилл, представляющая неправильный в плане овал с диаметром 1,2 км. Эти две структуры находятся на расстоянии 800 м друг от друга; разделяющие их породы брекчированы. Неподалеку располагаются еще более мелкие ФЭС (Риолит-Монтайн, Минерал-Хилл и др.). Все ФЭС заполнены хаотически перемешанной брекчией и интродуцированы некками и дайками (III генетический тип).

ФЭС прорывают докембрийские граниты, гнейсы и сланцы. В брекчии встречаются обломки всех пересекаемых ФЭС пород, но около 90% их состоят из андезитов и трахиандезитов. Неправильные по форме обломки имеют размеры от нескольких сантиметров до 1–2 м в поперечнике. Они включены в цементирующую массу, состоящую из частиц разрушенных обломков. Магматические тела (некки и штоки) андезита, трахиандезита и базальта пересекают внутритрубочную брекчию и продолжают в раздробленных вмещающих породах. Они занимают около 20% площади взрывных структур. Преобладание изверженного материала в брекчии указывает на разрушение более ранних интрузивных тел. После возникновения ранних ФЭС в их внутренние полости выжимались трубообразные тела более поздних брекчий, иногда очень богатых (труба Крессон и др.). В заключительный этап магматической деятельности внедрялась базальтоидная магма, образовавшая большое количество даек и сцементировавшая обломки брекчии в некоторых небольших ФЭС.

Промышленная рудная минерализация месторождения была сформирована в основном после цементации брекчиевых ФЭС. Она распространена преимущественно вдоль трещин небольшой протяженности, пересекающих брекчию, а также интрузивные некки, дайки, гранит-порфировые стенки ФЭС и их вмещающие породы. Минерализация характеризуется небольшим содержанием самородного золота и обилием теллуридов (калаверит и др.) и флюорита. Г. Лафлин и С. Кошман [16] различают три стадии рудообразования: 1) интенсивная коррозия боковых пород, отложение яшмы, пористого кварца, адуляра, флюорита, пирита; 2) повторение первой стадии с последующим отложением доломита, целестина, сульфидов свинца и цинка и, в последнюю очередь, теллуридов; 3) отложение в полостях дымчатого кварца, халцедона, пирита, кальцита и местами киновари. Богатые теллуристые руды образовались из высококонцентрированных щелочных растворов, поднимавшихся по взрывным брекчиям и распространявшимся вблизи поверхности по многочисленным разветвленным трещинам.

Золотрудное месторождение Басик (Колорадо, США) приурочено к трубчатой флюидно-взрывной структуре, прорывающей докембрийские границы и гнейсы, перекрытые третичными эффузивами. Диаметр ее около 360 м. Эта ФЭС заполнена хаотически перемешанной брекчией, состоящей преимущественно из остроугольных обломков андезитов; вблизи стенок присутствуют также обломки гранитоидов и гнейсов. Размер обломков от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Они включены в основную массу пыле- и песчаноподобного материала того же состава, что и крупные обломки. В брекчии встречаются небольшие включения древесного угля, возникшего за счет растительности, захороненной внутри ФЭС. Преобладание среди обломков андези-

тов и андезитовых туфов также свидетельствует в пользу приповерхностного образования ФЭС, сформированной при многократном проявлении магматической деятельности.

Рудная минерализация в виде почти вертикального рудного столба эллипсоидного сечения длиной 30 м и шириной 6—9 м развита в центральной части ФЭС. Проникавшие через брекцию растворы вызывали интенсивное метасоматическое замещение отложением рудных компонентов. Руда состоит из богатого золото- и серебросодержащего агрегата сфалерита, галенита, пирита, халькопирита, джемсонита и тетраэдрита, отложенных вокруг обломков в виде каемок различной мощности; остальное пространство заполнено кварцем. Между рудным телом и окружающей неминерализованной брекцией периферических участков ФЭС существует постепенный переход. Рудное тело отработано на глубину более 400 м и с глубиной не выклинивается [234].

На золоторудном месторождении Сан-Юлиан (Колорадо, США) минерализация приурочена к овальному в плане взрывчатому телу, диаметром 230 X 120 м, отклоняющемуся в разрезе под небольшим углом от вертикали. Горными выработками эта ФЭС отработана на глубину около 500 м, но прослеживается и глубже [234].

Породы, прорванные ФЭС, состоят из гранито-гнейсов, сланцев, пегматитов и порфиров; обломки хаотически перемешанной брекции имеют тот же состав. Размер их от 1—2 см до 0,5 м.

Тонкораздробленный материал цемента брекции имеет тот же состав, что и крупные обломки. В некотором случае контакт между брекцией, носящей местное название "пач", и монолитными вмещающими породами резкий, но в большинстве случаев имеется переходная зона слабо нарушенных пород.

Г. Басик и Р. Хилл [234] считают, что оруденение в брекции имеет штокверковый характер, обусловленный его приуроченностью к совокупности пересекающихся в брекции разноориентированных трещин. Другие полагают, что минерализация связана не с трещинами, а с самой взрывчатой брекцией. Трещиноватость же является более поздней. Это подтверждается тем, что отдельные трещины развиваются до глубины 300 м, а минерализация прослеживается на глубину более 500 м. В одной из частей взрывчатого тела рудные минералы отложились между обломками брекций и в небольшом количестве на месте бывших обломков. В брекциях наблюдаются два типа руд: золотосодержащие пирит-халькопирит-сфалеритовые и серебросодержащие галенит-сфалеритовые.

Флюидно-взрывчатая структура золоторудного месторождения Сэкэрымб (Нагиаг) в Румынии представляет трубчатое тело, сложенное, по мнению В.А. Обручева, брекцией дацита прорывающее древние филлиты и третичные отложения. Дацит пропилитизирован вдоль пересекающих его жил. Измененная порода состоит из каолина, кальцита, кварца и пирита. По периферии трубчатой ФЭС широко проявлены дайкообразные взрывчатые тела, носящие местное название "глаух". Они возникли раньше рудоносных жил, имеют мощность от 5—20 до 20 м, часто взаимно пересекаются. Взрывчатые дайки выполнены обломками дацита, с цементированным тонкодесинтегрированным иловатым материалом.

Рудные жилы нередко приурочены к взрывчатым дайкам и в мощных "глаухах" имеют форму прожилковых штокверков. Преобладающими рудными минералами являются теллуриды: нагиагит, сильванит, кренерит, петцит. Порядок отложения минеральных ассоциаций следующий: 1) кварц; 2) галенит, сфалерит, блеклые руды, пирит, халькопирит, бурнонит, пирротин; 3) карбонаты (преимущественно родохрозит); 4) сурьмя-

ный блеск, мышьяк, барит, гипс, реальгар. По сочетанию минералов различают три ассоциации: кварц-теллуристую, краснокарбонатно-теллуристую и сернистых (медных) руд. Их обогащение с образованием бананц происходит в участках скручивания полос пирита, при пересечении жил, приуроченных к "глаухам".

Близкое к изложенному выше строение имеет еще ряд месторождений с ФЭС в Восточных и Западных Карпатах (Бая-Сприе, Сэсар, Рошие, Монтана, Сибиу и др.).

Примерами гипабиссальных месторождений, на которых развиты ФЭС III структурного типа, могут служить Дарасун и Ключи (Восточное Забайкалье).

Эксплозивные тела, широко распространенные на Дарасунском месторождении, впервые установлены Д.А. Тимофеевским. Рудное поле сложено исключительно магматическими породами. ФЭС образуют изометричные в плане тела, приуроченные к апикальным частям интрузий плагиогранит-порфиров, прорывающих древние гранитоиды. Наиболее крупные из структур, по данным Д.А. Тимофеевского и Н.Н. Биндемана, имеют на поверхности форму вытянутого в северо-западном направлении эллипса с размерами по длинной оси 120—150 м и по короткой — 50—100 м. Они сложены брекчией, в которой преобладают обломки интенсивно серицитизированных и пиритизированных плагиогранит-порфиров, реже встречаются диоритовые порфириды и биотитовые граниты. Обломки брекчии размером до 1 м обычно угловатые, нередко удлинённой и заостренной формы. Пространство между крупными обломками заполнено мелкообломочной массой тех же гранитоидов. В поверхностных участках брекчии обычно каолинизирована; здесь же встречаются пустоты, инкрустированные кристалликами кварца.

Мелкообломочная часть и некоторые крупные обломки брекчии метасоматически замещены кварц-турмалиновым и сульфидно-кварцевым материалом. Формирование ФЭС началось в ранние этапы рудообразования, поскольку в брекчии отложились сперва минералы ранних стадий. Затем произошло подновление ранее заложенных разрывов и возникновение новых трещин и трещинных зон. В них сформировано большое количество кварц-золоторудных жильных тел с турмалином, серицитом, реже хлоритом, анкеритом, родохрозитом и разнообразными сульфидами (пирит, арсенопирит, халькопирит, тетраэдрит, джемсонит, сфалерит, галенит, а в зоне цементации — халькозин и ковеллин). ФЭС Дарасуна являлись, видимо, и подводными каналами для рудоносных эманаций, и центрами оруднения, что подтверждается концентрически-зональным распределением вокруг них минеральных ассоциаций. Предполагается, что возникновение ФЭС было обусловлено деятельностью ранних постмагматических флюидов в узлах пересечения разломов различных направлений. В последующем богатые бором газонасыщенные растворы участвовали в пневматолитовом и гидротермальном рудообразовании; при этом могла выделяться и свободная углекислота.

Золоторудный объект Ключи, как и Кочбулак, Крипл-Крик, Сэкэрымб, Белая гора, служит примером месторождений, на которых развиты ФЭС III структурного типа: минерализация их развита как во внутренних областях ФЭС, так и по периферии.

ФЭС Ключевского рудного поля выявлены и изучены М.В. Бородаевской. Они развиты в сложном теле гранодиорит-порфирового состава в центральной части рудного поля, имеют овальную форму в плане и в разрезе воронкообразную, размеры на поверхности небольшие (100 X 150 м), а выклиниваются они на глубине 150—200 м.

ФЗС выполнены грубообломочной брекчией исключительно вмещающих гранитоидных пород с размером обломков до 30–50 см. Пространство между крупными обломками заполнено мелкообломочным магматическим материалом и гидротермально-метасоматическим цементом. Глыбы имеют острые, почти не сглаженные очертания. Локально развиты брекчие с отчетливо выраженными признаками течения; крупные обломки при этом остаются не перемещенными и только в остроугольных их окончаниях видны следы начавшейся дезинтеграции с поворотом мелких частиц.

Кроме воронкообразных ФЗС, в рудном поле наблюдается большое число дайкоподобных взрывчатых тел. Это короткие и невидержанные жилиобразные образования с линейными четкими контактами; мощность их от 1–2 до 15–20 см. По простиранию они нередко переходят в тела сложных кварц-турмалиновых пород. Дайкообразные ФЗС залегают среди гранитов, но иногда рассекают брекчие воронкообразных тел. В составе дайковой брекchie находятся гранит-порфиры, что говорит в пользу более значительных перемещений ее обломков.

В цементе брекchie и жилых зонах, располагающихся по периферии ФЗС, развиты (в порядке убывания) следующие парагенетические ассоциации: 1) кварц-турмалиновая, 2) кварцевая (дотурмалиновая), 3) кварц-полиметаллическая сульфидная (золоторудная), 4) кварц-карбонатная. Сами брекчие ФЗС слабо минерализованы и бедны рудой, но они являются непрерывным элементом строения отдельных рудных зон, штокверков и рудного поля в целом.

Редкометалльные

ФЗС с редкометалльной (Mo, W, Sn) минерализацией (обычно III структурный тип) характеризуются развитием оруденения как в пределах брекчиевых тел, так и в их экзоконтактах. Лишь для небольшой их части характерно развитие минерализации в пределах взрывчатых структур (I структурный тип), либо только по их периферии (II структурный тип). Многочисленные ФЗС с редкометалльной минерализацией широко развиты в районах Кузнецкого Алатау, МНР, Приамурья, а автором изучались в пределах Западного Забайкалья.

Булуктаевская ФЗС, несущая молибден-вольфрамовую минерализацию, занимает одну из водораздельных высот Джидинского хребта — южного отрога Хамар-Дабана (Западное Забайкалье). Строение и минерализация этого месторождения рассмотрены в работах А.Ф. Коржинского, Н.Я. Волянюка, С.А. Вахромеева, Г.С. Риппа, автора и др. Оно приурочено к юго-восточной части Джидинского синклинория и располагается в палеозойских (256 млн. лет) монзонитовых гранитах (джидинский комплекс), содержащих серию лампрофировых даек, к которым непосредственно примыкают нижнекембрийские известняково-сланцево-песчаниковые отложения, прорванные мезозойскими (172 млн. лет) аляскистыми интрузиями (гуджирский комплекс).

ФЗС Булуктаевского месторождения выражена в рельефе небольшим кратероподобным углублением. Она имеет в плане округлое очертание; диаметр 114 м на глубине 75 м увеличивается до 119 м. Форма (рис. 25) тела трубчатая с крутым (70°) наклоном на северо-запад. По вертикали ФЗС разведана на 300 м, однако скважины из ее пределов не вышли.

Контакты ФЗС неровные, извилистые, с наличием постепенной небольшой (0,3–2 м) переходной зоны, представленной смесью вмещающих монзонитоидов с темноцветными породами центральной части.

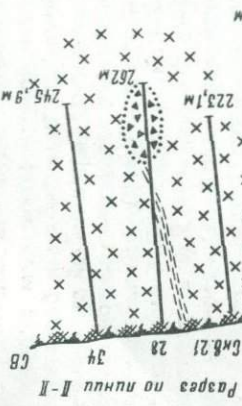
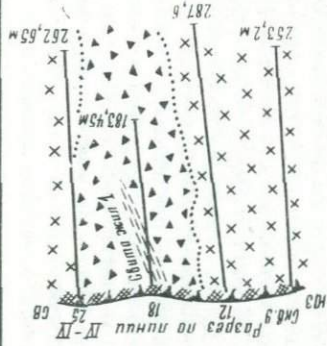
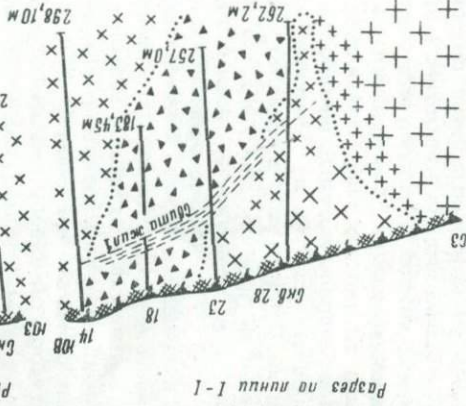
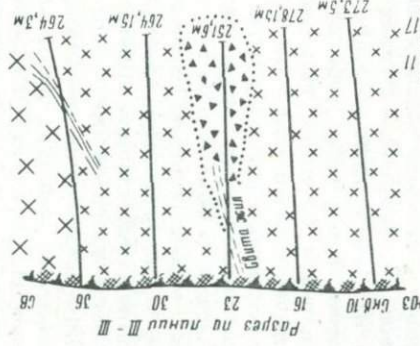
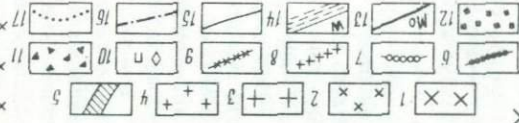
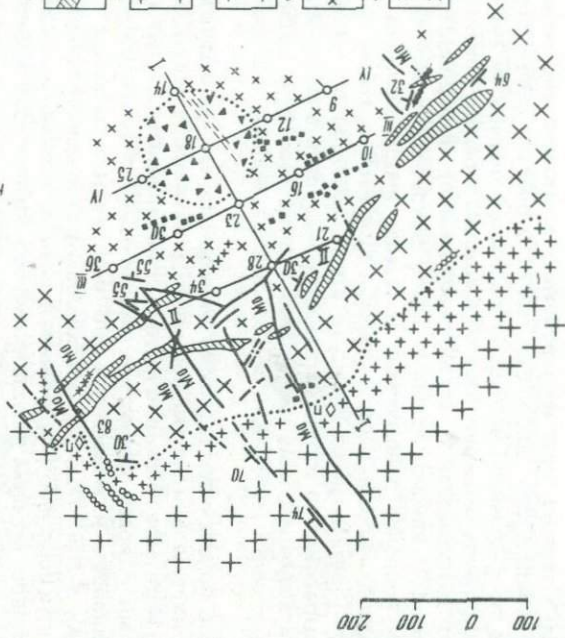
ФЗС слагается брекчий различных пород: кварцевых монцонито-сиенитов, гранит-порфиоров, диоритовых порфиоров, лампрофиоров одинит-спессартитового ряда и метаморфизованных эффузивно-осадочных образований. Обломочный материал скреплен постмагматическим рудным кварцем и цементом, возникшим в результате дезинтеграции более крупных обломков (рис. 26). Кластический материал в различной степени метасоматически изменен, что во многих случаях затрудняет не только макро-, но микроскопическое определение породы. Размер обломков колеблется от микроскопических до 30–50 см (в среднем 2–5 см), единичные глыбы достигают 2–5 м в поперечнике. Закономерностей в пространственном расположении обломков вблизи поверхности не подмечено. На глубине 100–150 м устанавливается, что менее раздробленный материал располагается в центре ФЗС. Форма обломков разнообразная: в большинстве они имеют угловатые очертания. Цвет брекчий обычно темно-зеленый до черного, в местах распространения монцонитоидов и жильных сиенитов — светло-серый. Обращает внимание высокая прочность и вязкость породы, обусловленная плотной сцементированностью обломков и мелкозернистыми структурами их пород. Прочность брекчий снижается только в участках развития каолинизации и интенсивной карбонатизации.

Обломки кварцевых монцонит-сиенитов (вмещающих ФЗС пород) встречаются исключительно в приконтактных участках ФЗС на интервале 6 м, а в направлении к центру они сменяются брекчий других пород. Размеры обломков монцонитоидов колеблются в пределах от долей до 5–8 см. Это сырые с розоватым и буроватым оттенком породы равномернoзернистой или порфировидной структуры. Они состоят из белесого плагиоклаза, розового калишпата (микроклина), серого полупрозрачного кварца, бурого мелкопластинчатого биотита и редких призмочек темно-зеленой роговой обманки. Монцонитоидные обломки часто катаклазированы, а в цементе они полностью дезинтегрированы на отдельные зерна. Кварц в катаклазах превращен в мозаичный агрегат мелких зерен, окружающих в виде каемок порфирообласты. В участках, подвергшихся незначительному катаклазу, по наблюдениям Д.М. Корытовой и В.П. Стравинской, монцонитоид имеет гломёропорфировую структуру с кучными скоплениями полевых шпатов. Его плагиоклазовые и калишпатовые порфирообласты обладают округло-угловатой формой, разбиты трещинками, выполненными вторичными минералами и окружены агрегатом пластинок зеленого биотита, хлорита и вторичной бесцветной слюдки. Полевые шпаты представлены микроклином, часто без характерной решетки, и альбитом.

Обломки гранит-порфиоров встречаются в небольшом количестве во внутренних частях ФЗС совместно с обломками монцонитоидов или без них. Это светло-серые с розоватым оттенком породы порфирового облика с вкрапленниками полевого шпата и кварца размером до 1–2 мм в поперечнике. В катаклазированных участках порфирообласты превращены в мозаичный мелкозернистый агрегат и сливаются с основной массой, которая, кроме кварца, содержит полевые шпаты, сирицит, рутил и др.

Обломки лампрофиоров (одинит-спессартитов и керсантитов) слагают около 10% брекчий. Закономерностей в их распределении не наблюдается. Средние размеры их обычно угловатых обломков равны 2–5 см в поперечнике. Породы темно-зеленого цвета, структура мелкозернистая. По своим признакам они аналогичны лампрофирам даек, развитых по периферии ФЗС (дайковая фаза монцонитоидов).

Обломки бостонитов встречаются преимущественно в краевых частях ФЗС, окружая ее, по наблюдениям Н.Г. Ключанского, непрерывным коль-



цом. Ими обогащаются отдельные участки, размеры которых достигают 1–2,5 м² при максимальной величине отдельных обломков 8–10 см. По периферии ФЭС в монцонитоидах известны единичные дайки бостонитов.

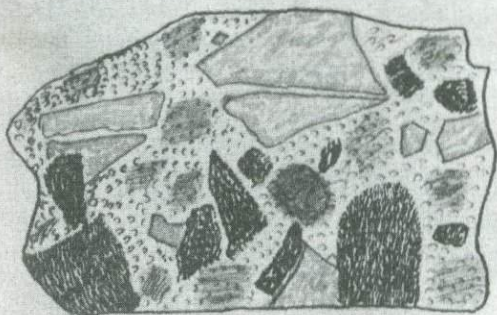
Обломки диорит-порфиринов встречаются в незначительном количестве в периферических и в центральных участках ФЭС. Они имеют, как и бостониты, пепельно-серый цвет и мелкозернистую основную массу, в которой имеются линзообразные скопления черного биотита длиной 3–3,5 мм, придающие породе порфировидную структуру. По периферии ФЭС в коренном залегании известна дайка этих пород. В ФЭС доминируют обломки метаморфических пород размерами от долей сантиметра до 1,5–2 м в поперечнике, слагающая до 60–70% темноцветной брекчии. Цвет их в зависимости от минералогического состава зеленый, темно-зеленый до черного. Облик породы в соседних обломках пятнистый или полосчатый, обусловленный чередованием участков с различной окраской, текстурой, минеральным составом, либо порода однородная, массивного сложения. В пространственном размещении метаморфических пород наблюдается следующая закономерность: в центральной и южной частях ФЭС находятся слабобраздробленные темные ороговикованные песчанистые сланцы, в ее периферических участках — обломки кристаллических сланцев и продуктов их метаморфизма — микроамфиболитов, эпидозитов и биотитовых роговиков; в северной части — окварцованные и скарнированные песчаники и обломки эффузивов.

Наиболее древними из пород, слагающих обломки полимиктовой брекчии, являются первично-осадочные породы кембрийской толщи, в составе которой распространены эффузивы. Более молодые — палеозойские монцонитоиды, внедрившиеся в кембрийскую толщу; следующие по возрасту — дайковые породы палеозойского интрузивного цикла (лампрофиры, диорит-порфиры и серые гранит-порфиры), рассекающие как монцонитоиды, так и кембрийскую осадочную толщу. Дайки этого состава сохранились в ненарушенном залегании по периферии ФЭС и в кембрийской толще в некотором удалении от нее. Наиболее молодыми породами в составе брекчии являются мезозойские бостониты, располагающиеся в периферической кольцевой зоне трубчатой ФЭС.

Состав цемента брекчии ФЭС непостоянный и определяется составом обломочной части брекчии, количеством и мощностью постмагматических прожилков. Брекчия с преобладанием монцонитоидных обломков, распространенная в периферических участках ФЭС, скреплена серицитизированным и хлоритизированным цементом, состоящим из мелких кварцевых зерен с мозаичной структурой и шнуроподобных агрегатов биотита, возникших при флюидальном течении цемента. Обломки метаморфических пород скреплены постмагматическим рудным кварцем (в виде агрегата ситовидных зерен), содержащим гранат, амфибол, эпидот, биотит, мусковит и переменные количества актинолита, биотита, эпидота, хлорита, серицита, полевого шпата, флюорита, кальцита, магнетита и пирита. В не-

Рис. 25. Схема строения Булуктаевской ФЭС

1 — кварцевые монцонито-сиениты (палеозойские); 2 — брекчированные и мусковитизированные монцонитоиды; 3 — аляскитовые граниты (мезозойские); 4 — мелкозернистые разности зоны закалки аляскитовых гранитов; 5 — дайки лампрофиров (одинит-спессартитов); 6 — дайки диоритовых порфиринов; 7 — флюидно-эксплозивные дайки; 8 — дайки аплитов; 9 — дайки розовых гранит-порфиров; 10 — шлировые выделения пегматитов; 11 — полимиктовая брекчия трубчатого взрывного тела; 12 — вскрытые выработками блоки нарушенных даек, осадочных и метаморфических пород; 13 — кварц-молибденитовые жилы; 14 — кварц-гюбнеритовые жилы; 15 — безрудные жилы; 16 — разрывные нарушения; 17 — контакты пород



0 2 см

Рис. 26. Полимиктовая брекчия Булуктаевской ФЭС

Светлое — обломки гранитов и кварцевых монзонит-сиенитов, темное — обломки лампрофиров и метаморфических пород

неалом является господствующий в составе обломков. Так, если обломки представлены эпидозитом, то и цемент имеет кварц-эпидотовый состав. Связь минералогического состава цемента и обломков позволила А.Ф. Коржинскому [70] предположить, что амфиболитизация, эпидотизация и биотитизация в обломках и образование цемента протекало одновременно. У участках, насыщенных кварцевыми прожилками, обломки и цемент, состоящий существенно из кварца, серицита и калишпата, имеют светло-серую окраску. Рудная минерализация находится в составе цемента и отдельных кварцевых жил: наиболее обогащенной молибден-вольфрамовой рудой является темноцветная часть брекчии.

По периферии ФЭС наблюдается кольцевая зона брекчии, диаметр которой достигает 200—220 м. Вмещающие породы (монзонитоиды) в этой зоне раздроблены и сцементированы кварцевожильным материалом. Зона периферической брекчии насыщена включениями меланократовых пород, которые А.В. Ванидовская считала мелкими останцами кровли плутона, Н.Г. Ключанский — небольшими жильными телами, возникшими при развитии трубчатого тела ("инъекциями"), А.Ф. Коржинский — ксенолитами основных пород, захваченных гранитоидной магмой.

По наблюдениям автора, эти образования сложены преимущественно лампрофитами, эффузивно-осадочными метаморфизованными породами, реже диорит-порфирами и серыми гранит-порфирами, т. е. теми же породами, что и трубчатая ФЭС. Их размеры от 1—2 кв. см до 4 кв. м и более в поперечном сечении. Форма тел разнообразна: преимущественно они изометричны с плоско параллельными ограничениями при прямоугольном или квадратном сечении (рис. 27). Такие тела иногда сопровождаются апофизами. Чаще всего они располагаются изолированно, иногда на значительном расстоянии друг от друга, реже в виде цепочек сближенных блоков. Контакты тел с вмещающимися породами всегда резкие, иногда сопровождаются кварцевыми прожилками.

Элементы залегания плоскостей, ограничивающие обломки периферической брекчии на круговых диаграммах, группируются в пять четких максимумов (рис. 28). Первый из них, отвечающий ориентировке плоскостей обломков с крутым северо-западным падением, соответствует направлению контактов ненарушенных даек и простиранию большинства сколовых трещин в монзонитоидах и аляскитах. Поэтому возникновение плоскостей, скорее всего, более позднее, чем образование даек. Хорошо выражен второй максимум, объединяющий элементы залегания плоскостей с крутым северо-восточным падением. Трещины скалывания такой ориен-

Рис. 27. Форма блоков лампрофировых даек в зоне периферических брекчий

1 — лампрофир; 2 — монцитонитовый гранит; 3 — кварцевые жилки; 4 — разрывы

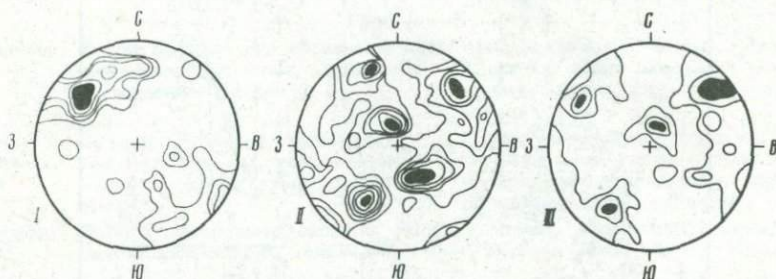
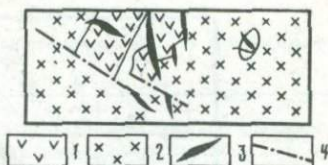


Рис. 28. Диаграмма ориентировки тектонических элементов Булуктаевской ФЭС

I — контакты даек лампрофиров (69 замеров, 1—2—4—6—8%); II — плоскости, ограничивающие блоки нарушенных даек лампрофиров и метаморфических пород в зоне периферических брекчий (140 замеров, 1—2—3—4—5%); III — плоскости со штрихами скопления во фронтальной части зоны периферических брекчий (100 замеров, 1—3—5%)

тировки в дайках возникли в интравудный этап, т. е. нарушение даек и перемещение блоков происходило в момент формирования ФЭС. Хорошо проявлены и другие максимумы, также отражающие соответствие трещин, ограничивающих блоки включенных пород с подвижками (см. рис. 28, 30).

Таким образом, по периферии ФЭС происходило дифференцированное перемещение вмещающих пород в области сгущения мозаично расположенных сколовых трещин. Максимальное перемещение (обрушение) наблюдается близ контактов ФЭС, где встречаются блоки осадочно-метаморфических пород.

В периферических частях ФЭС возникли тела, внешне напоминающие собой зеленокаменные дайки. Они залегают в палеозойских монцитонитоидях и в эндоконтактной зоне мезозойских аляскитов. Преимущественно они приурочены к маломощным (2—40 см) и коротким (несколько метров) трещинам северо-западного простирания с крутым юго-западным падением, а на контакте монцитонитоидов с аляскитами эти тела имеют большую мощность (до 6 м) и северо-восточное простирание.

Эксплозивные дайки имеют резкие, слегка извилистые контакты с вмещающими породами брекчий глинисто-слюдистых сланцев и эпидот-биотитовых роговиков. В отличие от брекчий трубчатого тела, для них иногда характерен полосчатый облик, обусловленный флюидальным течением мелкообломочного брекчиевого материала.

В 3 км к северо-западу от Булуктая отмечено еще одно аналогичное образование — небольшая ФЭС "31 пикет". Она развита в мезозойских аляскитах, рассеченным редкими дайками аплитов. ФЭС размером 15 X X 27 м имеет округло-извилистое очертание в плане (рис. 29). Контакты структуры постепенные и характеризуются наличием переходной зоны шириной 0,2—2 м с брекчий вмещающих аляскитов. На глубине 15 м ее темноцветная брекчия сменяется катаклазированными аляскитами.

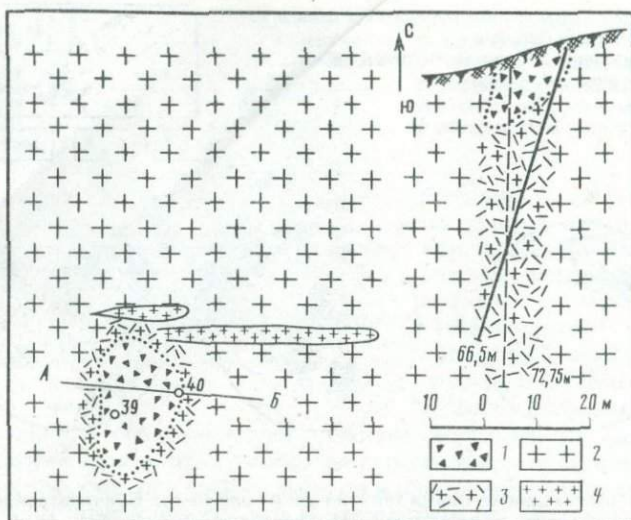


Рис. 29. Схема строения ФЭС "31 пикет"

1 — полимиктовая брекчия; 2 — мезозойские аляскистые граниты; 3 — то же, брекчированные и мусковитизированные; 4 — дайки аплитов

На этой глубине контакт ориентирован под углом 47° и носит резкий припаянный характер.

Полимиктовая брекчия ФЭС "31 пикет" состоит из хлоритизированных, эпидотизированных и биотитизированных роговиков кровли, иногда обладающих полосчатостью или пльчатостью. Совместно с роговиками встречаются обломки палеозойских дайковых диорит-порфиров, слабо метаморфизованных керсантитов и вмещающих аляскистов. Размер обломков колеблется от долей сантиметра до 0,5 м в поперечнике. Брекчия скреплена цементом, возникшим при дезинтеграции более крупных обломков, и постмагматическим кварцем, образующим неправильные выделения и прожилки, в которых встречаются шпаты (микроклин, микроклин-пертит), мусковит, флюорит (иногда самостоятельные прожилки и гнезда), гюбнерит, акцессорный берилл; редки молибденит, айкинит, магнетит и др. Породы интенсивно пиритизированы.

Выделяются три морфологических типа минерализации Булуктаевско-го месторождения: оруденелая брекчия, прожилково-вкрапленные руды и жилы (жильные зоны). Все типы оруденения близки друг к другу по времени формирования, хотя жилы и жильные зоны иногда накладываются на оруденелую брекчию.

Площадь, занимаемая оруденелой брекжией, в плане имеет почти изометричное очертание и следует контуру ФЭС. На глубине оруденелая брекчия также повторяет контуры ФЭС и имеет согласный с ней наклон на северо-запад.

Оруденелая брекчия представлена обломками темноцветных пород из состава трубчатой ФЭС и прилегающих к ней монцонитоидов; цементом служит дезинтегрированная масса из пород обломков и материал существенно кварцевого состава, содержащий рудные компоненты. В распределении кварцево-рудного цемента, пропитавшего и скрепившего брекчию, нет какой-либо закономерности. Цемент обволакивает каждый

Таблица 4

Постмагматические минералы Булуктаевского месторождения, по А.Ф. Коржинскому [70] (с дополнениями автора)

Частота нахождения	В монцонитоидах	В полимиктовой брекчии флюидно-эксплозивной структуры
Гипогенные		
Главные	Кварц, ортоклаз, микроклин, мусковит, флюорит, пирит, гюбнерит, молибденит, шеелит	Кварц, актинолит, биотит, мусковит, флюорит, пирит, магнетит, эпидот, альбит, шеелит, гюбнерит, хлорит, кальцит, сфен
Второстепенные	Сфалерит, галенит, тетраэдрит, айкинит, кальцит, халькопирит, магнетит, хлорит, биотит, апатит, каолинит	Гранат, микроклин, ортоклаз, гематит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, халькопирит, молибденит, апатит, рутил, везувиан, каолинит
Примеси	Золото самородное, серебро, кубанит, станнин, бреннерит, энаргит, шапбахит, арсенопирит, гейландит, ортит, циркон, амазонит	
Гипергенные		
	Гидрослюда, ярозит, малахит, азуриг, халькозин, ковеллин, гетит, лимонит, церусит, базовисмутин, молибдит, ферримолибдит, кридит, вульфенит	

обломок или несколько соприкасающихся кусков, выполняя пустоты между ними размером до 3—4 и более см в поперечнике.

Распределение кварцеворудного цемента неравномерно в различных участках брекчии. Наибольшее его количество приходится на центральную часть ФЭС. В ее периферических участках оруденелый цемент выполняет небольшие полости. Каждое кварцевое выделение сопровождается околожильными изменениями, которые, сливаясь друг с другом, образуют в монцонитоидах одно сплошное поле мусковитизации. В отдельных кварцевых выделениях встречаются мелкие осколки вмещающих пород.

Постмагматические минералы оруденелой брекчии весьма разнообразны (табл. 4). Различные по времени формирования прожилки разнятся по вещественному составу.

Образование рудного цемента и жильных тел происходило в течение двух этапов: редкометалльно-молибденового и вольфрамового, разделенных этапом внедрения даек аплитов.

Общая схема последовательности минералообразования Булуктаевского месторождения представляется в следующем виде.

I. Редкометалльно-молибденовый этап.

Стадии: 1) редкометалльно-пегматоидная, 2) ранняя эпимагматическая молибденитовая, 3) молибденитовая гидротермальная (а — молибденитовая, б — кварц-молибденитовая), 4) кварц-пиритовая.

II. Этап формирования флюидно-эксплозивной структуры.

III. Этап внедрения даек аплитов.

IV. Вольфрамовый этап.

Стадии: 5) микроклиноватая и кварц-микроклиноватая, 6) кварц-гюбнерит-шеелитовая (а — кварц-гюбнерит-шеелитовая, б — кварц-флюорит-шеелитовая), 7) кварц-гюбнерит-сульфидная.

V. Пострудный этап.

Стадии: 8) кварц-флюоритовая (низкотемпературная), 9) халцедоно-

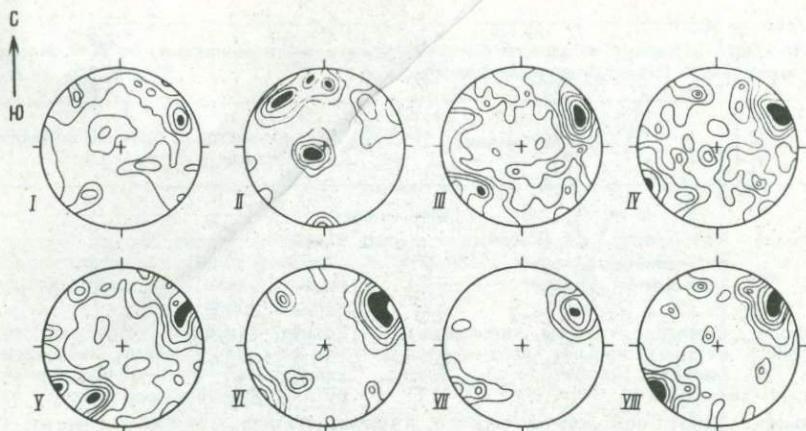


Рис. 30. Диаграммы ориентировки трещин и жильных тел Булуктаевского месторождения

I — трещины в палеозойских монцонитоидах по периферии ФЭС (1182 замера, 1–2–3–4%); II — трещины в мезозойских аляскитах (970 замеров, 1–2–3–4%); III — "безрудные" кварц-альбит-микроклиновые прожилки (163 замера, 0,5–1–2–3–4%); IV — прожилки с молибденитом (115 замеров, 0,5–1–2–3–4%); V — пиритсодержащие жилы и прожилки (183 замера, 0,5–1–2–4–6%); VI — кварц-гюбнеритовые жилы и прожилки (73 замера, 1–2–3–5–10%); VII — сульфидно-гюбнеритовые прожилки (91 замер, 1–2–5–10–30%); VIII — кварц-флюоритовые жилы и прожилки (79 замеров, 1–2–3–5–8%)

видного кварца. Минеральный состав оруденелой брекчии, вкрапленного и жильного типов оруденения в общих чертах сходен. Однако минерализация в оруденелой брекчии несколько сложнее и имеет свою специфику. Она объясняется пестрым составом вмещающих пород, которые оказали определенное влияние на явления метасоматоза. Последнему благоприятствовало проникновение растворов в интенсивно дробленный материал с большим количеством различной конфигурации пустот и трещин, образующих большую реакционную поверхность.

Редкометалльно-молибденовый этап. Формирование рудной минерализации Булуктая началось с образования пегматоидных (существенно альбит-микроклиновых) прожилков, развитых в эндоконтактной зоне аляскитов. По периферии ФЭС они выполняют различно ориентированные крутопадающие трещины (рис. 30, III), но наиболее часто — сопряженные трещины северо-западного простираения. Прожилки сложены крупными мелкозернистыми скоплениями розовато-серого микроклина, замещающегося кварцем в центральных участках. При значительной степени замещения калишпат остается в виде маломощных приальбантовых оторочек либо отдельных реликтов в массе кварца. Пегматоидные образования имели, видимо, реакционно-метасоматическое происхождение. Они формировались в раннюю стадию рудного процесса при щелочном характере растворов. В цементе оруденелой брекчии наблюдается пересечение прожилков пегматоидного кварца всеми последующими кварцево-рудными образованиями, за счет наложения которых они имеют довольно сложный минералогический состав. Так, в них иногда отмечают флюорит, гюбнерит, сульфиды и более ранние акцессорные берилл и гельвин, часть которого выделилась позднее и ассоциирует с шеелитом и флюоритом. Редкометалльно-пегматоидные прожилки в монцонитоидах

сопровождаются кварц-микроклинновыми и кварц-микроклин-биотитовыми оторочками. Околорудные изменения обусловлены перекристаллизацией монцитонитов при привносе K_2O .

В эпимагматическую молибденитовую стадию развивались сингенетическая вкрапленность флюорита и розетки молибденита в аляскитах и их эндоконтактных разновидностях (аплитовидных гранитах и гранит-порфирах). Следов катаклаза и гидротермальных изменений в таких участках не наблюдается.

В молибденитовую гидротермальную стадию произошло отложение основной массы молибденовых руд. В начальный период этой стадии формировались почти мономинеральные прожилки молибденита, не содержащие жильных минералов, что объясняется проникновением в первую очередь газовой фазы, несколько опережающей растворы. Такие прожилки заполняют очень узкие трещины, стенки которых покрыты разрозненными чешуйками размером от 0,4 мм молибденита или их скоплениями. Совместно с молибденитом присутствуют более поздние мелкие кристаллики пирита, реже галенита, сфалерита, блеклой руды.

Молибденитовые прожилки распространены во внешней зоне оруденелой брекчии, опоясывающей ФЭС. Длина их по простиранию и падению невелика, но, выклиниваясь, они сменяются аналогичными образованиями. Кварцевые прожилки, часть которых содержит гюбнерит, пересекают молибденитовые, обычно со смещением контактов. Иногда подвижки, фиксирующиеся по зеркалам скольжения, имеют амплитуду 5–10 см. По периферии оруденелой брекчии молибденитовые прожилки выполняли разноориентированные системы трещин (см. рис. 30, IV), но большинство их имеет северо-западное простирание.

В этот же период формировались, видимо, зоны с богатой молибденитовой вкрапленностью, приуроченные к трещинам северо-западной ориентировки. Богатые вкрапленные руды располагаются в жильных зонах в виде столбов с наклоном осей к северо-западу. Они сложены небольшим количеством просвечивающего кварца, мусковита, флюорита и полевого шпата и сплошными землистыми массами мелкочешуйчатого молибденита со спорадическими вкраплениями айкинита, галенита, пирита и др. Зоны богатых вкрапленных руд пересекаются кварцевыми жилками с молибденитом, что сближает их с мономинеральными молибденитовыми прожилками развитыми в оруденелой брекчии.

В поздний период молибденитовой стадии формировались жилы, сложенные молочно-белым кварцем и другими жильными минералами (флюорит, мусковит, иногда кальцит). Молибденит в кварцевых выделениях располагается обычно вдоль зальбандов в виде тонких оторочек. Часто наблюдается чередование полос безрудного кварца и кварца, резко обогащенного молибденитом, что связано, видимо, с повторным приоткрыванием одних и тех же трещин. Молибденит наблюдается также в виде гнездовых и полосовидных чешуйчатых скоплений в центральных частях кварцевых выделений и прожилков. Размер чешуек молибденита колеблется от тысячных долей до 1,5 мм, причем в монцитонитовой брекчии чешуйки его более крупные (0,1–0,3 мм), а в темнокветной брекчии — тонкодисперсные (сотые доли миллиметра). В составе молибденита обнаруживаются примеси меди, марганца, бериллия, вольфрама (тысячные доли процента).

С молибденитом обычно ассоциируют пирит (наиболее ранней генерации), галенит и сфалерит. Последние являются более поздними. Мелкие выделения галенита нарастают на чешуйки молибденита или выполняют пространства между ними (рис. 31). Е.Д. Иньшиным наблюдались тонкие

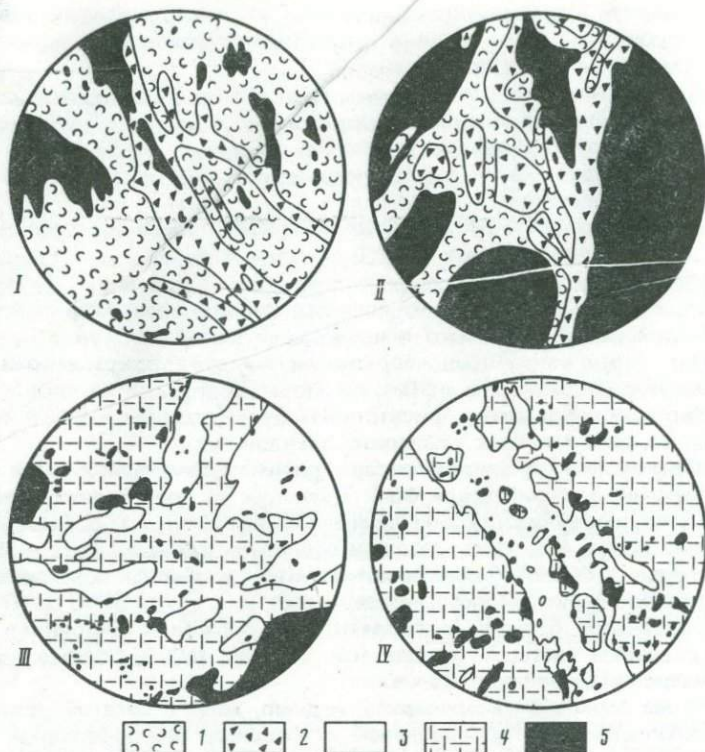


Рис. 31. Взаимоотношения минералов в оруденелой брекчии Булуктаевской ФЭС

I — поперечные трещинки и трещинки спайности в молибдените, залеченные галенитом. Увел. 700, II — галенит нарастает на пластинки молибденита и выполняет пространство между ними, III — шеелит прорастает гюбнерит; IV — шеелит в форме прожилков замещает гюбнерит. Увел. 90; 1 — молибденит, 2 — галенит, 3 — шеелит, 4 — гюбнерит, 5 — нерудный

поперечные трещины в пластинках молибденита, залеченные галенитом. Сфалерит и блеклая руда, как и галенит — более поздние по отношению к молибдениту. Наблюдаются случаи пересечения молибденитом прожилков кварц-микроклиновыми, которые в свою очередь пересекаются прожилками с гюбнеритом. В кварцевых выделениях сложного минералогического состава, по наблюдениям Е.Д. Иньшина, молибденит корродируется гюбнеритом. Таким образом, в оруденелой брекчии, так же как и в жилах, отложение молибденита происходило до образования вольфрамовых минералов. Это позволяет довольно четко определить время проявления кварц-молибденитовой стадии.

В периферической оруденелой брекчии имеются кварц-молибденитовые жильные тела различной мощности, длины и ориентировки (см. рис. 30, IV). При этом прожилки с молибденитом выполняют большее количество трещин, чем крупные жилы. Так, прожилками выполнены системы 1: северо-восток $54^\circ \angle 76^\circ$, 2: юго-запад $216^\circ \angle 75^\circ$, 3: северо-запад $336^\circ \angle 66^\circ$, 5: юго-восток $135^\circ \angle 60^\circ$. Для крупных жильных тел характерен первый максимум и лишь отчасти второй (соответственно системы 1: северо-восток $59^\circ \angle 70^\circ$, 1а: северо-восток $44^\circ \angle 75^\circ$ и 2: юго-запад

236° $\angle$ 72°. Появление рудовмещающих трещин сопровождается формированием трубчатой ФЭС (радиальные и концентрические трещины по ее периферии) в заключительный период молибденового этапа. Жильные кварц-молибденитовые тела северо-западного простирания, крутопадающие на северо-восток и частью на юго-запад, выполняют трещины отрыва. Имеются также маломощные, но выдержанные кварц-молибденитовые тела, залегающие в сопряженных трещинах скалывания северо-западного (316°) и северо-восточного (45°) простираний с падением соответственно на юго-запад и юго-восток. Жилы всех направлений локализованы в полосе северо-восточного простирания (см. рис. 25).

Некоторая часть кварц-молибденитовых прожилков наложена на оруденелую брекчию ("секущие" жилки). Они обогащают оруденелую брекчию, но вне ее значения не имеют.

По периферии оруденелой брекчии имеется ряд кварц-молибденитовых жильных зон северо-западного простирания. Эти зоны характеризуются сложной морфологией, в связи с чем их мощность резко колеблется. Они имеют частые раздувы, сопровождаются апофизами, ветвятся и на ряде участков представлены серией параллельных сближенных тел. Контакты тел с вмещающими монцонитоидами обычно расплывчатые, постепенные. Рудные тела сложены зонами с богатой вкрапленностью молибденита, жилами кварц-молибденитового и кварц-шеелит-гюбнеритового состава. Здесь же присутствуют прожилки более позднего халцедонового кварца. Вмещающие породы во многих местах грейзенизированы и содержат вкрапленный молибденит. Все постмагматические минеральные образования слагают отдельные линзы, ветви и зоны, в совокупности образуя рудное тело. Богатая молибденитовая вкрапленность образует в нем рудные столбы ("бананцы"), наклоненные на юго-восток. Кварц-молибденитовые жилы значительной протяженности, пересекающие зоны с вкрапленностью молибденита, характеризуются сравнительной бедностью молибденитом. Они представлены серией относительно прямолинейных жил и прожилков, залегающих на небольшом расстоянии друг от друга. При этом жилы часто выклиниваются или сменяются зонами вкрапленных руд. Мощность кварц-молибденитовых жил различна и колеблется в пределах от 0,1 до 2,5 м при длине 20—50 м. Они сложены светло-серым кварцем, содержащим реликтовые зерна калишпата, мусковита, флюорит и др. Молибденит образует неравномерную вкрапленность и гнездообразные скопления мелких (1—2 мм) чешуек. Гнезда молибденита концентрируются преимущественно вдоль альбандов. Максимальные его количества приурочены к местам пережимов жил. Обычными рудными минералами, кроме молибденита, являются пирит и гюбнерит. Жилы, расположенные к востоку от ФЭС, имеют простирание, близкое к широтному, а жилы к западу от нее — более близки к меридиональным. Все рудные тела, таким образом, имеют тенденцию к соединению в северо-западном направлении и, наоборот, расходятся к юго-востоку, что связано с развитием радиальной трещиноватости. Аналогичная тенденция наблюдается и на глубине: жилы, развитые к востоку от ФЭС, имеют более крутой угол падения и он постепенно становится более пологим у жил западного фланга, т. е. сближаются с возрастанием глубины и, наоборот, веерообразно расходятся по восстанию. Если спроектировать жилы и ФЭС, то можно видеть, что жильные тела отщепляются от нее в виде пучка жильных рудных тел, характерных для многих других рудных месторождений [55—57].

Общей чертой жильных тел является их сложная морфология, вызванная, вероятно, выполнением трещин отрыва наиболее ранними растворами. Характерна и общность их строения: как правило, они состоят из

зон с богатой вкрапленностью молибденита, кварцмолибденитовых и более поздних кварц-шеелит-гюбнеритовых жил и прожилков халцедоно-видного кварца.

При формировании кварц-молибденитовых рудных тел возникали околотрещинные полосы грейзенизированных монцонитоидов и аляски-тов. Околорудно-измененные породы имеют зональное строение и состоят из 1) малоизмененных пород; 2) кварц-мусковит-полевошпатовых зон, содержащих флюорит, пирит и рудные минералы; 3) кварц-полевошпатовых зон также с флюоритом и рудными минералами; 4) жильного кварца, содержащего наряду с другими жильными минералами рудную вкрапленность. Количество рудных минералов убывает к периферии. Молибденит наблюдается во второй и третьей зонах в виде убогой вкрапленности или локальных богатых сегрегаций. По периферии ФЭС в брекчированных монцонитоидах каждое кварцевое выделение сопровождается зонами собственных околожильных изменений, которые, сливаясь друг с другом, образуют сплошное поле грейзенизации с развитием кварц-флюорит-мусковитовой фации. На расстоянии 200–250 м от ФЭС грейзенизация постепенно затухает и зонки грейзенов следуют лишь вдоль единичных выдержанных кварцевых жил. Первичная структура породы в местах развития кварц-флюорит-слюдистых грейзенов на ряде участков почти полностью исчезает, а новообразование представлено агрегатом светло-зеленой слюдки, молоч-но-белого кварца и флюорита. Мономинеральные гломеробластовые агрегаты, состоящие из мелких пластинок слюды, замещают зерна полевых шпатов, первоначально присутствующих в породе или возникших в раннюю стадию пневматолито-гидротермального процесса.

Мусковитизированные монцонитоиды по физическим свойствам близки к аляскитам, что позволило высказать предположение [67] о наличии здесь сателлитового для массива аляскитов "тюбинг-плутона", в центре которого находится ФЭС. Наличие постепенного перехода от интенсивно мусковитизированных разностей к неизмененным монцонитоидам (в пределах поля мусковитизации и по его периферии) противоречит этому выводу.

Кварц-пиритовая стадия. Пирит в оруденелой брекчии доминирует над прочими рудными минералами и даже над их суммой, иногда являясь единственным рудным компонентом цемента брекчии и жильных тел. Кварц-пиритовые жилы широко распространены по периферии ФЭС. Пирит имеет до пяти генераций, причем основное его количество отложилось вслед за формированием цемента брекчии полевошпатового состава, меньшее позднее — после кристаллизации вольфрамов и сульфидов. По периферии ФЭС кварц-пиритовые жилки выполняют сопряженные трещины северо-западного простирания (системы 1: северо-восток $63^\circ \angle 79^\circ$ и 2: юго-запад $209^\circ \angle 70^\circ$), а также многочисленные системы трещин других направлений (см. рис. 30, V), что служит одним из доказательств существования в ранний период рудообразования открытой радиальной и концентрической трещиноватости вокруг ФЭС, возникшей на заключительной стадии молибденитового этапа.

Этап внедрения даек аплитов. Молибденовое оруденение отделено во времени от вольфрамового этапом внедрения даек аплитов. Междрудные аплитовые дайки мощностью от 0,5 м сложены розовой мелкозернистой породой, состоящей из микроклина, олигоклаза, мусковита, редких флюорита и пирита.

Вольфрамовый этап. После возникновения ФЭС и внедрения даек аплитов в пределах Булуктаевского месторождения возобновилась гидротермальная деятельность, в результате которой было сформировано вольфра-

мовое и полиметаллическое оруденение. В начале этапа образовались полевошпатовые и кварц-полевошпатовые жилки в цементе оруденелой брекчии ФЭС и за ее пределами. Эти прожилки часто пересекают молибденовые с незначительным смещением контактов. Они сложены микроклином с небольшим количеством кварца, флюорита, акцессорных берилла и бреннерита. На отдельных участках полевой шпат раздроблен и замещен поздними флюоритом, айкинитом, гюбнеритом и др.

Кварц-гюбнерит-шеелитовая стадия. Вольфрамовая минерализация в оруденелой брекчии ФЭС имеет первостепенное значение. Вольфраматы (гюбнерит и шеелит) встречаются в виде редких мелких кристаллов или концентрируются в крупных гнездообразных скоплениях. Гюбнерит преимущественно распространен в брекчии монцонитоидов, в то время как шеелит приурочен к темноцветным брекчиям ФЭС. Количественное соотношение гюбнерита и шеелита в оруденелой брекчии близко к 1:1. Распределение вольфрамовых неравномерное. В одних случаях они полностью отсутствуют, в других — являются единственными рудными минералами и на их долю приходится до 2—3% минеральной массы.

Кварц-гюбнерит-сульфидная стадия изучена Г.С. Риппом. Возрастное положение сульфидно-гюбнеритовых жил определяется пересечением ими оруденелых полимиктовых брекчий ФЭС и оруденелых монцонитоидных брекчий с прожилками, несущими молибденовую и кварц-гюбнерит-шеелитовую минерализацию. Сами они секутся флюоритовыми жилками и жилками халцедоновидного кварца. Таким образом, редкометалльная минерализация сменяется образованием сульфидов свинца, цинка, меди и висмута.

Гюбнерит-сульфидная минерализация наблюдается, в частности, среди жил, рассекающих полимиктовые брекчии ФЭС в ее центральной части, где серия параллельных маломощных тел, образует прожилковую зону. Суммарная мощность жилок в ней, по наблюдениям Н.Г. Ключанского, равна 0,4 м. Простираение жилок северо-западное (в среднем 332°), падение северо-восточное под углами $60-88^\circ$. Жилки обычно ветвятся, сопровождаются многочисленными апофизами, соединяются друг с другом побочными прожилками, часто выклиниваются. Их кулисообразное строение наблюдается как по простиранию, так и по падению. Контакты жилок с вмещающими породами, в том числе и с оруденелой полимиктовой брекчией, резкие, слегка извилистые. Жилки сложены мутным белым кварцем, содержащим микроклин, флюорит, мусковит, пирит, сфалерит, молибденит, галенит и гюбнерит. Последний образует вкрапленность или приальбановые гнезда. Из сульфидов наибольшим распространением пользуется галенит, образующий гнездовые скопления мелких (до 1,5 мм) кристаллов; его выделения рассекают гюбнерит.

Сульфидно-гюбнеритовые жилки небольшой протяженности и мощности, развитые в оруденелой брекчии, секут обломки брекчии и ее оруденелый цемент, сопровождаются собственными околожилными изменениями.

Из диаграмм (см. рис. 30, VI—VI!) видно, что большинство вольфрамосодержащих жил и прожилков характеризуется северо-западным простиранием и крутым северо-восточным падением (система 1: северо-восток $50^\circ \angle 82^\circ$). Изредка тела падают на юго-запад ($211^\circ \angle 50^\circ$), северо-запад ($223^\circ \angle 76^\circ$) и юго-восток ($132^\circ \angle 78^\circ$). В случае совместного залегания кварц-гюбнерит-шеелитовых и кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил с кварц-молибденитовыми ориентировка вольфрамоносных тел еще более постоянна. Почти все они обладают северо-западным простиранием и преимущественно падают на северо-восток (система 1: северо-восток $60^\circ \angle 70^\circ$).

Вольфрамоносные жильные тела сопровождаются кварц-слюдистыми зонами, близкими к кварц-мусковитовому грейзену. Отличие заключается лишь в том, что в них развит наиболее низкотемпературный (400° , по А.Е. Ферсману) бесцветный или белесый с характерным серебристым оттенком мусковит и его разновидности — скрыточешуйчатая (серицит) и натрийсодержащая (жильбертит). В кварц-слюдистых зонах развит пирит и спорадическая вкрапленность других сульфидов. Часто наблюдается растворение пород в зонах околорудных изменений этого этапа с образованием пустот, выполненных друзами и щетками кварца, флюорита и мусковита. В темноцветной полимиктовой брекчии в этот период шло образование кварцевых жил, окаймленных кварц-серицитовыми зонами, из которых были удалены неустойчивые биотит, магнетит, эпидот.

Взаимоотношения молибден- и вольфрамсодержащих жил с дайками лампрофиров следующие. Установлено, что кварц-молибденитовые жилы северо-западного простирания обычно не пересекают дайки лампрофиров (рис. 32); вблизи последних они разделяются на ряд прожилков, которые быстро выклиниваются при входе в дайку. Лишь изредка кварц-молибденитовые жилы пересекают дайки без смещения контактов последних. Приведенные взаимоотношения свидетельствуют о залегании кварц-молибденитовых жил северо-западного простирания в трещинах отрыва. Такие трещины формировались преимущественно в хрупких монцонитоидах, менее нарушая сравнительно вязкий материал даек лампрофиров. При отсутствии подготовленных полостей рудоносные растворы, естественно, не могли циркулировать по лампрофирам. Кварц-шеелит-гюбнеритовые жилы того же (северо-западного) направления секут дайки лампрофиров с незначительным смещением контактов ($0,1-0,6$ м). Это свидетельствует о том, что вольфрамоносные жилы залегают в трещинах скалывания, а молибденовая минерализация является более ранней.

Пострудный этап развивался после значительного перерыва. По мнению Г.С. Риппа, за это время произошло поднятие месторождения на более высокий эрозионный уровень (что вряд ли отвечает действительности). Затем в изменившейся геотектонической обстановке образовалась поздняя гипогенная минерализация, представленная небольшим количеством маломощных флюоритовых, карбонатно- и кварц-флюоритовых жил и прожилков и жил халцедоновидного кварца с флюоритом и кальцитом.

Кварц-флюоритовая стадия. Флюорит — сквозной минерал рудного процесса. Часть его была выделена в течение высокотемпературных стадий редкометалльно-молибденового и вольфрамового этапов, что свидетельствует о высокой концентрации фтора в ранних флюидах, часть же отлагалась в период завершения гидротермальной деятельности, о чем свидетельствует брекчиевые текстуры, в которых обломками служат руды ранних стадий с молибденитом и вольфраматами, а цементом — флюорит. Кварц-флюоритовые жилы пользуются широким распространением по периферии ФЭС. Они имеют приблизительно то же северо-западное простирание с крутым падением на северо-восток (система 1: северо-восток $49^{\circ} \angle 82^{\circ}$), что и кварц-гюбнерит-шеелитовые тела (см. рис. 30, VIII). Часть жил падает на юго-запад, северо-запад и юго-восток, некоторые из них пологопадающие. Мощность тел колеблется от 2 до 90 см. Околорудные изменения выражены в мусковитизации и, особенно, серицитизации. Мощность околорудных зон в 2—3 раза превосходит мощность кварц-флюоритовых жил.

Стадия халцедоновидного кварца завершает процесс минералообразования. Халцедоновидный кварц в оруденелой брекчии встречается в виде прожилков, секущих все более ранние минеральные образования. Обычно он включает различной формы мелкие ксенолиты монцонитоидов, флюори-

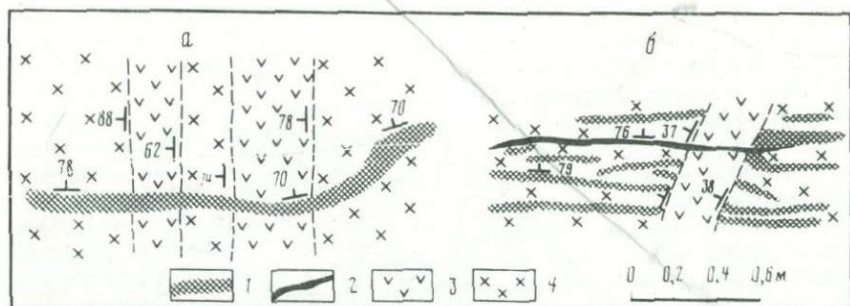


Рис. 32. Взаимоотношение кварц-молибденитовых и кварц-вольфрамитовых жил с дайками лампрофиров по периферии Булуктаевской ФЭС

1 — кварц-молибденитовые жилы и прожилки; 2 — кварц-вольфрамитовая жила; 3 — лампрофир; 4 — монцитонитид. Зарисовка участков по жилам 2 (а) и 19 (б)

та и крупнокристаллического жильного кварца с присущей ему рудной (гюбнерит, молибденит, пирит) минерализацией. Для халцедоновидного кварца характерны серый цвет, роговиковая структура и пластинчатое строение.

Зональность минерализации проявлена в связи с последовательным развитием рудовмещающих полостей и изменением состава минералообразующих растворов. Эта зональность характеризуется закономерным распределением во времени и пространстве химических элементов, минералов и минеральных групп, а также морфологических типов оруденения. Возникновение основных рудораспределяющих и рудовмещающих структур (эксплозивная брекчия и тектонические трещины) предшествовало периоду рудной минерализации. В то же время возникновение и формирование брекчии происходило при участии первых порций постмагматических растворов (в течение молибденового этапа), создавших ее цемент и обусловивших изменение ее обломков.

Наличие брекчии (полимиктовая брекчия ФЭС и брекчия окружающих ее монцитонитидов) и тектонических трещин различных направлений обусловили повышенную проницаемость для поздних минералообразующих растворов. Таким образом, зональность вызвана взаимодействием флюидно-эксплозивных процессов и деформаций с последовательным отложением минералов из растворов при циклическом развитии тех и других.

Наиболее четко проявлена горизонтальная зональность в оруденелой брекчии, где многие минералы обогащают иногда перекрывающиеся концентрические полосы, в центре которых находится трубчатая ФЭС (рис. 33). Н.Г. Ключанский подметил, что внешние пояса оруденелой брекчии сложены обычно высокотемпературными минералами, а внутренние — более низкотемпературными.

Кроме горизонтальной (поясовой), проявляется и вертикальная зональность, выражающаяся в увеличении количества и размеров постмагматических минералов в оруденелой брекчии с возрастанием глубины.

Зональность молибденовой минерализации. На поверхности молибденит максимально развит в экзоконтактной зоне ФЭС. По содержанию молибдена различается три области.

1. После с признаками молибденовой минерализации охватывает прилегающие к ФЭС породы и расположено с внешней стороны контура брекчированных и мусковитизированных монцитонитидов. Минерализация в этом после представлена рассеянными чешуйками молибденита (0,5–1 мм)

ками содержание WO_3 , за исключением одного вытянутого на СЗ участка сгущения рудных жил.

В целом закономерность распределения молибдена и вольфрама на поверхности и в разрезе выражается в том, что там, где уменьшается количество вольфрамов, увеличивается количество молибдена; при этом места максимальных концентраций молибдена и вольфрама пространственно разобщены.

Главной причиной удаления от ФЭС молибденовой минерализации является видимо, тектонический фактор. Наиболее ранние молибденосодержащие растворы проникли в периферическую брекцию при наличии достаточного количества радиальных и концентрических трещин. Эти трещины затем залечивались молибденоносными растворами, что препятствовало проникновению более поздних вольфрамсодержащих растворов.

Особенности генезиса. Трубчатое тело полимиктовых брекчий Булуктая является главной рудоконтролирующей и рудовмещающей структурой. Об этом свидетельствуют морфологические особенности минерализации, в центре которой находится ФЭС, характер и степень проявления вокруг нее гидротермального изменения пород, а также характер распределения главных рудных минералов. По мере удаления от ФЭС примерно в 160 м наблюдается постепенное затухание гидротермального метаморфизма и минерализации.

Местом развития флюидно-эксплозивной структуры послужил участок пересечения палеозойских даек с ориентированной нормально к нему зоной мезозойской трещиноватости, к которой приурочены дайки аплитов, бостонитов и кварцеворудные жилы. Псевдоокруглая в плане форма ФЭС составляет небольшую часть площади этого участка и поэтому требует наименьшего количества энергии для своего образования.

Процесс эндогенного минералообразования протекал параллельно с формированием ФЭС, а сами минеральные образования Булуктая формировались при высоких температурах (см. главу 3). По данным Я.А. Косалса, температура формирования вольфрамовой минерализации колеблется в пределах $280-420^\circ$. Им подмечена интересная закономерность: температура отложения минеральных комплексов в ФЭС на $10-30^\circ$ выше, чем тех же комплексов в периферической брекчии и жилах. Это свидетельствует в пользу того, что ФЭС являлась подводным, распределяющим и вместе с тем рудовмещающим образованием. Это тело возникло, скорее всего, в период молибденового оруденения, температура отложения руд которого колеблется в пределах $290-480^\circ$, и по времени сопряжено с поздними инъекциями гранитного расплава, образовавшими междурудные дайки аплитов.

Глубина формирования апикальной части ФЭС составляет величину порядка 500—800 м, о чем можно судить по развитию пегматитов, отсутствию коломорфных структур руд, наличию микроклина, многофазности оруденения и величине перемещения отдельных обломков и блоков, перекрывающих массив монцитонитоидов осадочных пород. Это находится в соответствии с глубинами формирования промышленных частей гидротермальных месторождений Джидинского рудного узла. Эксплозии, приведшие к формированию ФЭС, таким образом, носили закрытый характер.

Флюидно-эксплозивная структура Шагайтэ-Гольского месторождения (Восточные Саяны) с редкометальной и полиметаллической минерализацией детально изученная автором, сложена брекчией, скрепленной изверженными породами — гранитами и гранит-порфирами, претерпевшими сплошную или локальную альбитизацию и амазонизацию (IV тип ФЭС).

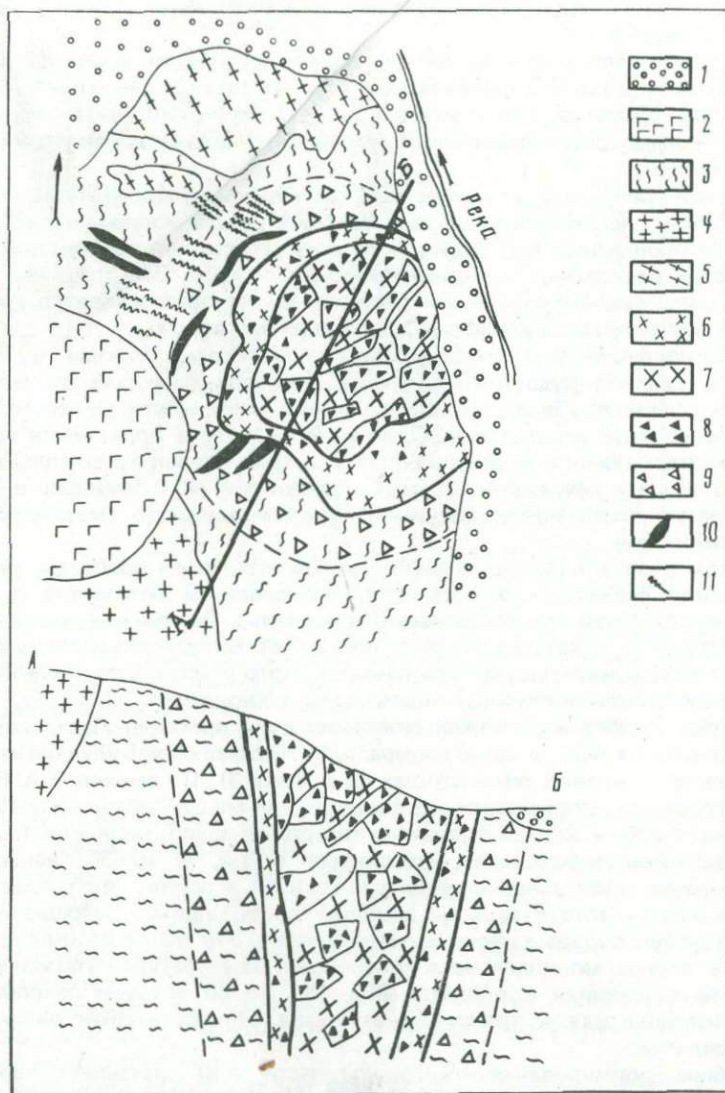


Рис. 34. Схема строения Шагайтз-Гольской ФЭС

1 — ледниковые и аллювиальные отложения; 2 — неогеновые базальты; 3 — верхнепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы и мрамора; 4 — верхнепротерозойские крупнозернистые мусковитовые граниты; 5 — то же, мелкозернистые гнейсовидные биотитовые граниты; 6 — верхнепалеозойские амзонитовые граниты и гранитпорфиры кольцевой интрузии; 7 — то же, лейкократовые, участками амзонитизированные граниты, цементирующие брекцию в центральной части ФЭС; 8 — полимиктовая брекция центральной части ФЭС; 9 — периферическая брекция; 10 — эксплозивные дайки; 11 — кварцеворудные жилы

Рис. 35. Эксплозивная брекчия Шагайтз-Гольской ФЭС

Черное — угловатые обломки гнейсов и кристаллических сланцев; светлое — цемент из амазонитового гранита



По данным В.В. Левицкого, А.П. Шмотова и И.В. Гордиенко, месторождение находится среди нижнепротерозойских гнейсов и кристаллических сланцев с линзами кварцитов и мраморов, прорванных верхнепротерозойскими гранитоидами урикского комплекса (гнейсовидные, пегматоидные и мусковитовые граниты); западная часть его перекрыта кайнозойскими оливиновыми базальтами.

ФЭС Шагайтз-Гольского месторождения имеет грубо изометричную форму в плане (рис. 34) и размер 600 × 500 м. По вертикали она обнаружена примерно на 350 м и, судя по отпрепарированной поверхности, имеет близкий к вертикальному наклон стенок (трубчатая структура).

Брекчия занимает около одной трети площади внутренней части ФЭС. Однако поля брекчий разобщены и встречаются в виде отдельных тел в лейкократовых и амазонитовых гранитах. Обычно размеры тел брекчий колеблются в пределах от нескольких десятков метров в поперечнике до 130 × 180 м. Некоторые из них вытянуты на северо-запад согласно с разрывными тектоническими нарушениями района. Брекчии состоят из различно ориентированных обломков гнейсов, сланцев, мраморов и разнообразных гранитоидов, часть которых за пределами ФЭС не встречена. Гнейсо-сланцевые обломки преобладают в центральной части ФЭС, а брекчия с обломками гранитоидов — в ее юго-западной части.

Цементом отдельных обломков в крупных блоках брекчий служит дезинтегрированный материал обломков, преобладающих в данном блоке брекчий. В дополнение к материалу обломков в цементе появляются постмагматические минералы. Отдельные блоки брекчии сцементированы поздними лейкократовыми и амазонитовыми гранитами, замещающими первичный цемент (рис. 35).

Преобладающие обломки (70–80%), сложенные гнейсами и кристаллическими сланцами, имеют размер от нескольких см до десятка метров в поперечнике; обычно остроугольные обломки размером 3–15 см. В значительной степени они изменены и часто с периферии окружены реакционной аплитовой каймой, при сплошном развитии которой затрудняется диагностика исходного материала. Глубокоизмененные породы в обломках часто соседствуют с совершенно свежими, сохраняющие первичный минеральный состав и первоначальные структурно-текстурные особенности.

Неизменные кварц-биотит-плагиоклазовые гнейсы слагают разрозненные обломки. Для пород характерен буровато-серый цвет, мелко- и среднезернистая структура и полосчатая гнейсовидная текстура. На две трети они состоят из плагиоклаза (олигоклаз № 22–24), кварца (10–12%), биотита (10%) и калишпата (5–8%); акцессории представлены сфеном и цирко-

ном; вторичные — карбонатом и серицитом. Породы характеризуются гранобластовой и лепидогранобластовой структурой и напоминают разгнейсованные плагиограниты. В измененных обломках наблюдаются теневые или просвечивающие текстуры, а в их составе увеличивается количество калиевого полевого шпата при снижении содержания плагиоклаза.

Сланцы образуют кучные скопления мелких обломков. Они имеют бурый до черного цвет, зеленоватый оттенок и шелковистый блеск по плоскостям сланцеватости. Многие обломки сланцев пропитаны бурыми гидроокислами железа. Неизменные сланцы сложены неправильными, часто удлинёнными зернами тонкосдвойникового плагиоклаза, округлыми зернами кварца, в незначительном количестве калишпатом и мусковитом. Структура породы бластосаммитовая и микролепидобластовая. В некоторых обломках присутствуют переменные количества биотита и хлорита.

Мраморы отмечаются в северной части ФЭС в виде мелких и редких обломков с закругленными разведенными краями. Они в первую очередь подвергаются изменениям и в значительной степени замещены кварцево-сплюснутым агрегатом.

Разгнейсованные среднезернистые биотитовые плагиограниты слагают многочисленные мелкие обломки в северо-восточной части ФЭС. Они имеют серый с буроватым оттенком цвет и слабо гнейсовидную текстуру. Под микроскопом устанавливается гипидиоморфнозернистая структура породы и состав: кварц (35—40%), сосюритизированный олигоклаз № 22—26 (40—45%), микроклин-пертит (10—15%) и биотит (5—7%); акцессориями служат магнетит, сфен и циркон; из вторичных распространен серицит. На фоне мелкозернистой (0,5—1 мм) массы встречаются вытянутые гранулированные участки с размером зерен в сотые доли миллиметра.

Мусковитовые граниты отмечаются в брекчии в виде единичных мелких обломков с неровными краями. Подобные породы известны в составе заключительной фазы урикского интрузивного комплекса, развитого в удалении от ФЭС. Граниты имеют крупнозернистую до пегматоидной структуру и состоят из пелитизированного калишпата (40%), плагиоклаза (15%), кварца (30%) и крупночешуйчатого мусковита (15%).

Гранодиориты образуют в брекчии редкие обломки, скрепленные амазонитовыми гранитами, а в эксплозивных дайках в северо-восточной части месторождения они служат цементом полимиктовой брекчии и пересекаются рудными прожилками. Для пород характерен темно-серый с зеленоватым оттенком цвет, и они наполовину состоят из плагиоклаза, на треть — из роговой обманки при небольших (10%) количествах кварца и биотита (5%).

Кварцевые порфиры распространены в брекчии ФЭС в виде обломков и крупных блоков, цементирующихся амазонитовыми гранитами; в юго-западной ее части блоки кварцевых порфиров достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Эти блоки находятся на продолжении дайковых тел, сложенных полимиктовой брекчией с кварц-порфировым цементом, и в западном экзоконтакте ФЭС. Кварцевые порфиры обладают сероватозеленым цветом и афанитовой основной массой, на фоне которой видны фенокристы кварца и полевых шпатов. Основная масса мелкозернистая, кварц-полевошпатовая.

Амазонитовые гранит-порфиры отмечаются в нескольких случаях в центральной части ФЭС, где их обломки цементируются лейкократовыми гранитами. За счет разницы в цвете зеленые округлые обломки амазонитовых гранит-порфиров заметно выделяются на фоне цементирующей породы. Порода в обломках характеризуется порфировой структурой с фенокристами кварца и полевого шпата. Под микроскопом структура

основной массы гипидиоморфно-зернистая, порфиновые вкрапленники амазонита идиоморфны. Темноцветные минералы биотит и цинвальдит присутствуют в количестве до 5%.

Гранит-аплиты встречаются в виде многочисленных мелких обломков. По периферии ФЭС подобные породы не известны. Не исключено, что они являются метасоматическими образованиями, возникшими при замещении биотитовых гнейсов, так как наблюдается развитие реакционной аплитовой каймы вокруг гнейсовых обломков. Порода состоит из мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата с микрогранитной структурой. В некоторых участках отмечаются скопления светлой слюдки.

Во внутренних частях ФЭС и реже по ее периферии встречаются единичные и не крупные остроугольные обломки кварц-слюдисто-молибденитовых и кварц-флюорит-молибденитовых жил или существенно кварцевые, флюоритовые и слюдистые обломки, которые цементируются амазонитовыми гранитами. Это свидетельствует о внедрении магматических пород позже не только формирования оруденелых брекчий, но и рудных жил.

Цемент ФЭС большей частью магматический (IV тип ФЭС), но в отдельных брекчиевых телах — это мелкообломочный материал, по составу отвечающий составу обломков. Кроме материала дезинтегрированных обломков, в нем обычно развиваются постмагматические минералы: роговая обманка, флюорит, сульфиды, гематит и др. По преобладанию одного из постмагматических минералов можно выделить несколько типов цемента брекчий.

Роговообманковый цемент характерен для брекчий в восточной части ФЭС. Участки таких брекчий имеют размер до 150 x 100 м и вытягиваются в широтном направлении. Роговообманковым цементом скреплены обломки мраморов, мелкозернистых гнейсовидных биотитовых гранитов, мусковитовых гранитов. В цементе совместно с дезинтегрированной массой этих пород развиты длиннолучистые агрегаты роговой обманки, выполняющей, кроме того, маломощные (1–2 см) прожилки и замещающей многие гранитоидные обломки.

Кварц-флюоритовый цемент обычен для выхода брекчий в центральной части ФЭС, имеющего размер в поперечнике до 100 м. Им скреплены обломки гнейсов, серых гранитов, мусковитовых пегматитов, кварцевых порфиров. Кварц-флюоритовый цемент окружает отдельные обломки, а в промежутках образует гнездообразные скопления до 5 см в поперечнике. Для многих участков этих брекчий характерна кавернозность; стенки каверн размером до 2 см покрыты кристалликами флюорита.

Существенно сульфидный цемент характерен для небольших выходов (20 x 40 м) брекчий в центральной части ФЭС. В обломках сульфидизированной брекчий распространены гнейсы, кварцевые порфиры и жильный кварц. Среди сульфидов цемента присутствуют пирротин, реже пирит и халькопирит.

Лимонитовый цемент встречается во многих участках ожелезнения брекчий, обогащенных обломками кварцевых порфиров. Участки ожелезнения наблюдаются в виде полос мощностью до 40 см.

Гранитоиды штока, сформированного во внутренней части ФЭС, где брекчий наблюдаются отдельными фрагментарными телами, представлены лейкократовыми и амазонитовыми гранитами. Лейкократовые граниты представляют собой среднезернистые, иногда слабопорфировидные породы желтовато-розового цвета, состоящие на две трети из пелитизированных и серицитизированных полевых шпатов (микроклин-пертит и плагиоклаз № 25) и на треть из кварца при содержании биотита в 2–3%; акцессории представлены цирконом, апатитом и флюоритом. В экзоконтакте ФЭС

развита кольцевая интрузия амазонитовых гранитов шириной 100—150 м. Это зеленовато-серые или голубовато-зеленые породы свежего облика с выделяющимися на светлом фоне чешуйками биотита и цинвальдита. Минеральный состав амазонитовых гранитов близок к составу лейкократовых, по которым они, вероятно, образовались. В процессе их микроклинизации и альбитизации возникли новообразованные полевые шпаты, облагодающие свежим обликом и несколько меньшими размерами по сравнению с минералами исходных пород. Наиболее широко распространен микроклин-амазонит, образующий различной величины (0,1—5 мм) свежие зерна неправильной формы с четкой микроклиновой решеткой. Контуров минералов неровные, зубчатые. Все крупные (до 10—12 мм) зерна микроклина прорастают кварц-микроклин-альбитовой массой.

В западном и северо-западном экзоконтактах трубчатой ФЭС в кольцевой зоне шириной от нескольких десятков до 300—400 м наблюдаются участки развития периферических брекчий (см. рис. 34), т.е. интенсивного брекчирования вмещающих пород; отдельные блоки и обломки сцементированы магматическими и гидротермальными продуктами. В участках развития периферических брекчий среди раздробленных гнейсо-сланцевых образований встречаются обломки пород, развитых в центральной части ФЭС (мусковитовые пегматоидные граниты, гранит-аплиты, темные ороговикованные сланцы). В некоторых случаях цемент имеет состав кварцевых порфиров. В северо-западном экзконтакте ФЭС встречаются участки брекчий, в составе обломков которых наряду с гнейсами и сланцами распространены мелкозернистые биотитовые граниты и измененные среднезернистые мусковитовые граниты. Обломки этих брекчий цементируются тонко дезинтегрированным лимонитизированным материалом сланцевого и гранитоидного состава, в котором встречается флюорит, кварц и сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит и пирротин).

По периферии трубчатой ФЭС (в пределах кольцевой зоны периферических брекчий) развиты многочисленные дайкообразные тела, в сложении которых принимают участие брекчии с обломками разнообразного состава, в том числе пород, не обнажающихся в ближайшем окружении таких даек. Разнообразен и состав цементирующей массы. Отмечаются взрывные дайки с гранодиоритовым цементом. Обычно это крутопадающие тела длиной до нескольких десятков метров при мощности несколько метров. Наиболее крупное тело находится в 700 м к северо-западу от трубчатой структуры. Оно имеет длину 80 м при мощности 6—15 м. Простирание его северо-западное, падение вертикальное. Дайковое тело на 60—70% заполнено обломками гнейсов и сланцев, имеющих округлую форму и ярко выраженную светлую аплитовую кайму. В меньшем количестве представлены мелкозернистые гнейсовидные биотитовые граниты и мусковитовые пегматоидные граниты. Местами в брекчии встречаются округлые включения аплитов. Цементом брекчии служит темно-серый и темно-зеленый гранодиоритовый материал, наполовину состоящий из плагиоклаза и на треть — из роговой обманки, с содержанием около 15—20% кварца и 6—8% биотита; вторичные представлены эпидотом и хлоритом, акцессории — цирконом и апатитом. Брекчия сосредоточена около юго-восточного контакта дайки, в то время как северо-западный зальбанд сложен монолитным гранодиоритом. Цемент и обломки в дайке секутся молибденит-кварц-слюдистыми прожилками.

Взрывные дайки с цементом кварцевых порфиров развиты в пределах полукольцевой периферической зоны, особенно к северо-западу от трубчатой ФЭС. Эти дайки приурочены к двум системам крутопадающих трещин: северо-восточной (30—50°) и северо-западной (280—290°). Более

обычно первое направление. Мощность тел варьирует от 0,5 до 30 м, длина от нескольких до сотен метров. Контакты тел с вмещающимися гнейсовидными гранитами резкие, но неровные, иногда уступообразные. Тела сложены округлыми, большей частью переработанными обломками тех же пород, что и дайки с гранодиоритовым цементом. Брекчия тяготеет к приальбандовым частям тел. Цементирующая масса представлена светло-серыми и светло-розовыми кварцевыми порфирами, состоящими из тонкораздробленной кварц-полевошпатовой массы с единичными фенокристаллами калишпата, кварца и светлой слюдки.

Кроме флюидно-эксплозивных (дорудных или интарудных) даек, в пределах месторождения широко распространены дайки пострудного этапа, возникшие синхронно с формированием магматического цемента (штока) брекчии трубчатой ФЭС. Они представлены лейкократовыми микрогранит-порфирами, амазонитовыми гранит-порфирами и амазонитовыми пегматитами. Брекчиевого выполнения они не содержат.

Минерализация Шагайтэ-Гольского месторождения образует два морфологических типа: оруденелую брекчию и жилы (прожилковые зоны).

Оруденелая брекчия развита в центральной части трубчатой ФЭС, в участках периферических брекчий и в брекчиевых дайках. Для нее характерна флюорит-редкометалльная минерализация, развивающаяся в цементе в виде гнезд и прожилков, конфигурация которых зависит от формы обломков. Большинство прожилков в оруденелой брекчии имеет флюоритовый состав. За счет их количество фтора в брекчии довольно высокое (1,9%), что 5–7 раз выше содержаний его в окружающих осадочно-метаморфических (0,43%) и гранитоидных (0,20–0,38) породах. В брекциях наблюдается четкая корреляционная зависимость между F и Rb и отсутствие зависимости между F и Na. В полимиктовых брекчиях центральной части ФЭС наблюдается значительная концентрация Rb (до 0,38%) при высоких средних количествах (737 г/т). При этом среднее содержание Rb во вмещающих нижнепротерозойских осадках равно 102 г/т. Это хорошо согласуется с нашими данными по содержанию Rb в протерозойских серицит-биотитовых сланцах бассейна р. Джиды (100 г/т) и с данными по осадочным породам (110 г/т), приводимым В.М. Гольшмидтом. Среднее содержание Rb в верхнепротерозойских гнейсовидных биотитовых гранитах составляет 123 г/т, что много ниже такового в протерозойских гранитах юга Бурятии (240 г/т), приводимого В.А. Дворкиным-Самарским.

Молибденит распространен исключительно в цементе полимиктовых брекчий в виде рассеянной тонкочешуйчатой вкрапленности.

Жильная минерализация развита по периферии трубчатой ФЭС и в основном сосредоточена на трех разобщенных участках к северу и северо-западу от нее. Распространены кварц-флюорит-молибденитовые и редкометалльно-слюдисто-кварцевые сульфидизированные жилы.

Кварц-флюорит-молибденитовые жилы имеют ограниченное распространение и выполняют крутопадающие радиальные трещины. Преобладающее простирание их северо-восточное (30–40°), падение северо-западное под углами 75–80°. Жилы сложены светло-серым кварцем, содержащим в центральных участках и вдоль альбандов параллельные полосы биотита, флюорита и крупночешуйчатого молибденита.

Редкометалльно-слюдисто-кварцевые жилы имеют широкое распространение, сравнительно выдержанное северо-западное (270–300°) простирание с падением к северо-востоку под пологими (5–25°) углами. Жилы маломощные (5–25 см), в длину прослеживаются всего до 100–150 м. Контакты жил ровные и прямолинейные. Тела имеют зональное строение, выраженное в сложении внутренних зон кварцем, а внешних — слюди-

стыми оторочками из крупночешуйчатых агрегатов мусковита, биотита и серицита. К этим оторочкам приурочены скопления редкометальных минералов, молибденита и других сульфидов.

Прожилково-штокверковая минерализация приурочена к взрывным брекчиевым дайкам и к участкам периферических брекчий во внешнем кольце, опоясывающим ФЭС. Морфология прожилков здесь сложная, что типично для оруденелых брекчий: конфигурация их зависит от формы обломков. Прожилки в оруденелой брекчии имеют редкометально-слюдисто-кварцевый состав. Сульфидная минерализация представлена пиритом, пирротинном, сфалеритом (наиболее ранний), халькопиритом и молибденитом.

Формирование брекчий Шагайтэ-Гольской ФЭС (IV генетический тип) по времени было близко к образованию кварцевых порфиров, на ряде участков цементирующих полимиктовые обломки. Первоначальную форму взрывных брекчий восстановить трудно, однако представляется, что ранее они полностью выполняли трубчатую полость, в которой сейчас наблюдаются в виде разобщенных блоков среди цементирующих их лейкократовых и амазонитовых гранитов.

В дальнейшем в трубчатую полость, заполненную полимиктовой брекчией проникли лейкократовые граниты и гранит-порфиры, испытывающие площадную или локальную амазонитизацию. Эти лейкократовые амазонитизированные граниты расчленили оруденелую брекчию на отдельные блоки. По периферии трубчатой полости еще до внедрения лейкократовых гранитов и их амазонитизации были сформированы серии маломощных кварцеворудных жил и прожилков. Здесь же в тесной пространственной связи с рудными жилами развиты взрывные брекчиевые дайки, в цементе которых наблюдается гранодиоритовый и кварц-порфировый материал.

Ранние брекчиевые тела, фрагменты которых устанавливаются почти повсеместно в пределах трубчатой полости, содержат редкометально-молибденовую минерализацию, развитую в цементирующем материале брекчии. Эти данные свидетельствуют о том, что оруденение в брекчии возникло до формирования в трубчатой полости интрузивного штока. При внедрении интрузивных пород в центральную часть "трубки" произошла не только ассимиляция оруденелых тел брекчий, но и рассеивание минерализации.

Нырокское редкометальное месторождение (центральная часть Витимского плоскогорья) приурочено к штокообразному массиву мезозойских гранит-порфитов размером 660 x 400 м, прорывающему палеозойские гранодиориты и биотитовые граниты (рис. 36). В северо-западной части массива обнажается негк кварцевых порфиров, в экзоконтактной части которого находится взрывная брекчия (IV тип ФЭС). Обломочной частью брекчии служат биотитовые порфировидные граниты, лейкократовые гранит-порфиры и фельзиты, а на некоторых участках — ороговикованные песчаники. Цемент представлен дезинтегрированным материалом обломков.

Формирование негк и взрывных брекчий вокруг него произошло после внедрения гранитов, но до формирования редкометальной минерализации, скорее всего, в раннюю рудную стадию. По-видимому, гранит-порфиры штоки и кварцевые порфиры негка комагматичны, о чем свидетельствуют случаи постепенных переходов гранит-порфиров некоторых апозитов штока в кварцевые порфиры, а также аналогичный состав рудных минералов в тех и других породах (пирит, гематит, рутил, вольфрамит), аналогия оптических свойств калиевых полевых шпатов и близость химических составов.

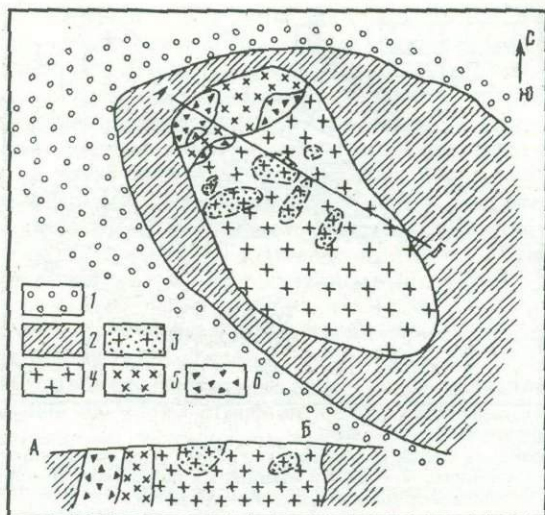


Рис. 36. Развитие эксплозивных образований на Нырокском редкометальном месторождении

1 — аллювий; 2 — палеозойские биотитовые граниты и гранодиориты; 3 — мезозойские гранит-порфиры; 4 — грейзенизированные гранит-порфиры; 5 — кварцевые порфиры; 6 — брекчии с преобладанием роговиков и песчаников

В экзоконтакте некая в гранит-порфирах распространены кварцевые выделения прихотливой формы и небольших размеров (до 20 см) с друзами дымчатого кварца в их жеодах, более редки маломощные сетчатые кварцевые прожилки. Кварцевые выделения сопровождаются грейзенизацией. При слиянии отдельных зонкок сплошной грейзенизации образуются поля размером до 160 x 60 м. Грейзены представляют среднезернистые слюдястые породы, состоящие из кварца, мусковита, реликтов полевого шпата с присутствием флюорита, топаза, пирита, гематита, висмута, молибденита, и реже вольфрамит. Изредка отмечаются поздние волосовидные кварцевые прожилки с вкрапленностью вольфрамита и дисперсного молибденита.

Тамирское редкометальное месторождение находится в поле развития раннемезозойских среднезернистых биотитовых гранитов, составляющих центральную часть Бичурского хребта (Юго-Западное Забайкалье). На его участке сосредоточена серия крутопадающих до вертикальных даек мезозойских микрогранит-порфиров и кварцевых кератофиров, синхронных по времени формирования расположенному южнее Хамнигадуйскому штоку морионсодержащих гранитов. Дайки вытянуты в северо-восточном (70–80°) направлении, реже субширотные, длина тел 30–300 м, мощность от нескольких сантиметров до 30 м. Контакты их равные и прямолинейные. Аналогичные дайки прорывают развитые в районе верхнетриасовые эффузивы тамирской свиты.

ФЗС этого месторождения, выявленная автором, находится в его центральной части в поле биотитовых гранитов. Она имеет грубо изометрическую форму размерами 150 x 180 м (рис. 37). В обломках брекчии, кроме гранитов, фиксируются дайковые микрогранит-порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые кератофиров и изредка различные эффузивы кислого и среднего состава, аналогичные эффузивам тамирской свиты (II тип ФЗС).

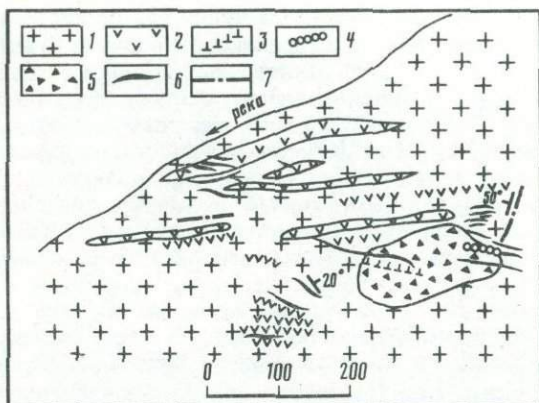


Рис. 37. Схема строения Тамирской ФЭС

1 — раннемезозойские биотитовые граниты; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — дайки кварцевых кератофиров; 4 — дайки кварцевых порфиров; 5 — флюидно-эксплозивная брекчия; 6 — кварцеворудные жилы; 7 — разрывы

Обломки характеризуются небольшой (от 1 до 20 см) величиной и округлой, как бы окатанной формой. Цементом служат дезинтегрированные среднезернистые биотитовые граниты.

Минерализация на месторождении проявлена в двух морфологических типах: жильном и в виде оруденелой брекчии. Жилы приурочены к пологопадающим ($5-25^\circ$) трещинам субширотного простирания и сложены серым среднезернистым кварцем с редкометальной минерализацией в центральных частях. Рудные минералы представлены молибденитом, пиритом, редким гюбнеритом и рутилом. Молибденит тонкочешуйчатый до пылевидного.

Оруденелая брекчия развита неравномерно в пределах ФЭС и содержит рассеянную вкрапленность молибденита. По времени проявления она близка к процессу ранней грейзенизации, при которой происходило образование кварц-мусковит-редкометалльных грейзенов по биотитовым гранитам и кварц-мусковитовых грейзенов по микрогранит-порфирам.

Шахматинское месторождение (Восточное Забайкалье) находится в мобильной зоне сочленения палеозойского фундамента с юрским наложенным прибором, осложненным краевыми расколами, и возникло в связи с формированием поздневерхнеюрских гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Оно приурочено к центральной части широтноориентированного массива этих пород, прорванного многочисленными дайками спессартитов, порфиритов и гранит-порфиров. В северной части площади месторождения трубчатые ФЭС, заполненные полимиктовыми брекчиями.

Изученная В.В. Кебезинская ФЭС имеет в плане почти изометричную форму (500 X 600 м), прослежена (без выклинивания) на 250 м от поверхности. Более мелкие изометрические ФЭС известны и в других местах района месторождения.

Брекчия ФЭС сложена обломками гранитоидных пород, сцементированных андезитами. Краевые части крупных трубчатых сооружений прорваны небольшими телами более поздних флюидо-эксплозивных брекчий, обломки которых сложены гранитоидами и андезитовыми порфиритами, а цементом служит кислая порода, отвечающая по составу кварцевому порфиру

(IV тип ФЭС). Обычно такие тела сопровождаются многочисленными мелкими апофизами, секущими брекчии с андезитовым цементом. Брекчии, развитые вблизи стенок гранит-порфировых штоков, сложены крупными обломками гранитоидов, сцементированных кварцевыми порфирами. Обломки и цемент интенсивно биотитизированы и турмалинизированы.

Интересными образованиями месторождения являются так называемые сложные дайки, изученные В.И. Сотниковым. Их периферические зоны сложены лампрофирами, сменяющимися к центру диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами. Контакты зон постепенные или эруптивные с наличием ксенолитов. Такие дайки либо непосредственно сочленяются с гранит-порфировыми штоками, либо выклиниваются вблизи от них.

Приуроченная к брекчиевым телам жильная минерализация, по данным Н.Д. Тихонова и К.М. Мельниковой, сформировалась на глубине порядка 700—1000 м. По времени заложения выделяются доэксплозивные, дорудные и пострудные элементы строения месторождения. Доэксплозивными являются протяженные, ветвящиеся, крутопадающие субширотные ($280-300^\circ$) трещины, выполненные дайками и штоками (в узлах пересечения). При образовании ФЭС они неоднократно приоткрывались, в результате чего дайки приобрели сложное строение. Дорудными являются также субширотные крутопадающие сколовые трещины, развивающиеся независимо от даек. В процессе рудоотложения эти трещины, так же как и предыдущие, неоднократно подновлялись, особенно вблизи от ФЭС, где часто трансформировались в мощные минерализованные зоны дробления. Здесь в таких трещинах отлагались в основном продукты ранних стадий минерализации. Пострудные зоны дробления, параллельные жилам или секущие их, сцементированы халцедоновидным кварцем и карбонатами.

Минерализация рудных жил, приуроченных к ФЭС, по В.И. Сотникову, сформирована в шесть стадий: 1) кварц-турмалиновую; 2) кварц-молибденитовую; 3) кварц-пиритовую; 4) галенит-сфалеритовую; 5) карбонатно-сфалеритовую; 6) карбонатно-халцедоновую. Главными минералами являются молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит и блеклая руда; второстепенными — золото, серебро, бурнонит, шеелит, висмутин; редко встречающимися — тетрадимит, алтаит, самородный висмут и др. Жильные минералы рудных тел представлены кварцем, кальцитом, доломитом, сидеритом, флюоритом, гипсом. В цементе же eksploзивных брекчий проявилась минерализация только дорудной кварц-турмалиновой стадии, предшествующей молибденовой и полиметаллической минерализации. В ассоциации с турмалином отмечаются магнетит, аксессуарное самородное золото и молибденит, представляющие минералогический интерес.

Кроме охарактеризованной молибденовой минерализации (молибден-вольфрамовой), в флюидно-эксплозивных структурах встречается оловянная, вольфрамовая, бериллиевая, комплексная редкометальная и редкометально-полиметаллические [27, 197, 198, 216, 224].

Кушенинская ФЭС (р. Онон, Восточное Забайкалье) с вольфрамово-оловянной минерализацией, изученная В.В. Залуцким, приурочена к краевой части палеозойского гранитного батолита (джибинский комплекс). В ближайшем окружении известны роговики, меланократовые гнейсвидные граниты, порфировидные разгнейсованные породы гранодиоритового, гранитного и граносиенитового составов, мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, гранит-аплиты, гранит-порфиры и пегматиты.

ФЭС расположена среди гранитоидов и роговиков. Она имеет эллипсоидный в плане вид с размерами в поперечнике до 600 м и выполнена метасоматически измененной брекчией, в сложении которой принимают

участие обломки перечисленных пород. Обломки часто имеют округлую форму и отшлифованную поверхность. Брекчия была сформирована в течение нескольких (не менее трех) этапов.

Вольфрам-оловянная минерализация приурочена к грейзенизированным участкам ФЭС и сосредоточена в зоне длиной до 600 м при ширине в 60—100 м, насыщенной кварцевым и кварц-флюоритовым цементом. Минерализация была сформирована в течение пяти стадий: 1) интенсивной грейзенизации с выделением основной массы касситерита (наиболее ранней), вольфрамита и арсенопирита; 2) крупнокристаллического кварца и небольших количеств вольфрамита, арсенопирита и касситерита; 3) слабой грейзенизации с образованием топаза, мусковита и небольшого количества вольфрамита по трещинам в жильном кварце с интенсивным его замещением; 4) безрудных кварцевых жил; 5) карбонатная (небольшие количества анкерита).

Хинганское месторождение (Малый Хинган) приурочено к субвулканическому интрузиву гранит-порфиров, имеющему в плане крестообразную, а в разрезе грибовидную форму. Интрузивные гранит-порфиры сопровождаются излившимися кварцевыми порфирами и рассеяны порфировыми дайками. В узлах пересечения разрывов сформировались минерализованные ФЭС. В горизонтальном сечении, по данным Ю.А. Афонина [5], они имеют форму эллипсов с размерами от десятков до сотен метров и прослежены на глубину 800—900 м. Верхняя часть их воронкообразная, нижняя — цилиндрическая. Имеются слепые брекчиевые тела. Все они круто наклонены на восток под углами 75—80°. Контакты их с вмещающими породами резкие, неровные с зонами периферических брекчий. Строение ФЭС зональное не только в плане, но и в разрезе. На верхних горизонтах их центральная часть сложена мелкообломочной брекчией, состоящей из обломков гранит-порфиров, кварцевых порфиров с клас- тическим минерализованным цементом; периферические и глубинные зоны выполнены грубообломочной монобрекчией гранит-порфиров. Обломки пород при образовании брекчий, по наблюдениям Е.Я. Синякова, во многих случаях перемещались незначительно, приблизительно сохраняя свой первичный облик и ориентировку, а затем подвергаясь дезинтеграции. Вблизи контактов ФЭС развиты зоны повышенной трещиноватости, в которых наряду с крутопадающими трещинами широко развиты полого- падающие центрикланальной ориентировки трещины типа "Краевых на- дагов".

К брекчиям ФЭС приурочена оловянная минерализация, концентрирующаяся в столбообразных и гнездообразных телах, совпадающих с границами брекчий. Ее формирование происходило в течение трех стадий: кварц-касситерит-хлоритовой, кварц-сульфидно-касситеритовой и карбо- натной. В центральных частях некоторых ФЭС развиты наиболее ранние минеральные ассоциации, тогда как поздние встречаются по их периферии, хотя и там в последнее время стали богатые касситеритовые брекчии. Геологические данные, преобладание в брекчиях крстуфикационных и кокардовых текстур свидетельствуют о приповерхностном формировании ФЭС.

Трубчатая ФЭС месторождения Пюй-л'Винь (Лимузен, Франция) имеет размер в плане 80 X 30 м и сложена брекчией, содержащей крупные облом- ки и блоки окружающих гнейсов [99]. Брекчированность сопровождалась обрушением или проседанием. Положение обломков древних даек, рвущих гнейсы, указывает на незначительное перемещение в периферических частях ФЭС и более значительное — в центре: гнейсы из центральных частей принадлежат более высокому горизонту по сравнению с гнейсами, залегаю-

щами в боковых частях. Вся брекчия цементирована и частично замещена кварцем, несущим вольфрамовую минерализацию.

Агуачилла является примером бериллоносной ФЭС, находящейся в горах Агуачилла (штат Коуаила, Мексика). Последние сложены меловыми осадками, интродуцированными порфировидными риолитами и щелочными кварцевыми микросиенитами. Эта ФЭС, по данным А.А. Левинсона, имеет трубчатую форму и характерные черты обрушения. Рудная залежь локализована вдоль внутреннего контакта кольцевой дайки риолита, длиной 1,5–2 км. Бериллиевая минерализация тесно связана со щелочными кварцевыми сиенитами, слагающими центральный шток внутри брекчиевой ФЭС (IV генетический тип). Рудное тело на 95% сложено флюоритом и кальцитом. Рудным минералом является берtrandит, образующий реально-лучистые агрегаты. Среднее содержание BeO в рудном теле около 0,3%; бериллием обогащены и вмещающие риолиты. Формирование месторождений протекало в четыре этапа: 1) возникновение брекчиевой флюидно-эксплозивной структуры и кольцевой дайки риолита; 2) отложение флюорита I генерации, составляющего основную массу рудного тела, адуляра грубозернистого и идиоморфного, флюорита II генерации, берtrandита; 3) внедрение микросиенитов; 4) образование каолинита, флюорита III генерации, сидерита, арагонита, кальцита, гематита и лимонита. Руды сформировались в приповерхностных условиях при низких температурах.

Свинцово-цинковые (и колчеданно-полиметаллические)

На многочисленных свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождениях развиты тела флюидно-эксплозивных брекчий, имеющие свою морфологическую специфику. Правильные цилиндрические или воронкообразные структуры здесь встречаются редко, а обычно сложные по морфологии брекчиевые образования, имеющие (в разрезе) секущую плитообразную или согласную пластовидную, грибо-лакколито- и древовидную многоярусную форму. Такие тела широко распространены в свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного и Южного Алтая, Южного Урала, Северного Кавказа, Приморья, Забайкалья, Центрального и Южного Казахстана [119]. Наиболее характерными примерами подобного типа за рубежом являются такие крупные месторождения, как Странтрэг или Трепча (Югославия), Серро де Паско (Перу), Маунт-Айза (Австралия), Рио-Тинто (Испания), Юнайтед-Верде (США), где богатые свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические залежи развиты в брекчиевых трубках или ассоциируют с ним. По существу, к этому же типу относятся и крупнейшие месторождения типа Кууроко, на которых повсеместно в региональном масштабе руды приурочены к одному и тому же горизонту миоценовой субмаринной формации зеленых туфов. В локальном же масштабе, как показали последние исследования французских геологов, залежи медно-свинцово-цинковых руд почти всегда располагаются над центральной частью риолитовых куполов и в приуроченных к ним брекчиевых телах. Рудная зона этих месторождений в разрезе напоминает гриб, ножка которого представлена трубообразным штокверком в брекчиях, уходящим корнями в тело риолитов, а шляпка сложена стратифицированными пластами и линзами сплошных руд в туфогенных толщах. Грибообразная форма подчеркивается ореолами околорудных гидротермально-измененных пород. Штокверковые руды являются эпигенетическими, они маркируют пути движения рудоносных растворов, основная масса руд формировалась в периоды активной флюидно-эксплозивной деятельности.

Флюидно-эксплозивные брекчиевые тела широко развиты в пределах Еравнинского рудного поля, Западного Забайкалья, где находятся колчеданные свинцово-цинковые месторождения. На наиболее крупном из них — Озерном — брекчиевые тела пластообразной формы были описаны под названием автомагматических [156, 177] или тектоно-метасоматических [178]. Рудные тела этого месторождения также имеют пластообразную форму и расположены в вулканогенно-осадочных и осадочных породах (туфы, туфо-лавы, туффиты, известняки) нижнего кембрия, смятых в складки северо-восточного простирания, разбитых на блоки дизъюнктивами и прорванных дайками и силлами основного, среднего и кислого состава. Сульфидному оруденению предшествовала сидеритизация вмещающих пород.

По данным Р.С. Тарасовой с соавторами, автомагматические брекчии имеют риолит-дацитовый состав и образуют пластообразное тело мощностью 300 м, внедрившееся по границе туфолоавового и туффитового горизонтов и ассимилировавшее часть слагающих их пород. Обломки этого брекчиевого тела представлены известковистыми туффитами, известняками, а также плагиоклазом и кварцем. Цементом, по Л.П. Хряниной [177], служит мелкообломочная туффитовидная масса. В целом генезис этого тела остается неясным.

Более широко в пределах Озерного месторождения распространены ассоциирующие с риолито-дацитовыми известняковыми брекчиевые тела, которым приписывалась либо осадочная, либо тектоно-метасоматическая природа. Они сопровождают рудные тела и сами бывают интенсивно оруденелые. Часто, по Д.И. Цареву, они развиваются в телах карбонатного состава и по латерали сменяются рифогенными известняками.

Кроме пластовых тел брекчий, А.С. Мартосом на месторождениях Еравнинского рудного района закартировано большое число секущих тел флюидно-эксплозивных брекчий. На Озерном месторождении одно из таких тел размером 300 X 490 м обнажается по ключу Штольнинскому и содержит в составе брекчий породы, известные в составе пересекаемой кембрийской осадочно-вулканогенной толщи и различные метасоматиты. Подобные тела им отмечаются и на Таежном и Звездном месторождениях этого рудного поля (рис. 38). Предполагается, что секущие и пластовые тела флюидно-эксплозивных брекчий имеют единую природу.

Наиболее детально вещественный состав пластообразных флюидно-эксплозивных брекчий на Озерном месторождении изучен Д.И. Царевым, считавшим их тектоно-метасоматическими. Это светло-серые до бурокоричневых (за счет окисления обломков сидеритов) брекчиевые породы, размер обломков которых колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров. Конфигурация обломков различна: округлая (в этом случае порода принималась за конгломераты), угловато-изометричная, угловатая, удлинённая, зазубренная, сложно извилистая. По содержанию сульфидов они разделяются на безрудные и оруденелые, перемежающиеся между собой и с неизменными известняками. Мощность отдельных участков безрудных брекчий достигает 100 м. Иногда они развиваются по всей мощности слоя известняков. Участки оруденения брекчий имеют мощность 40—50 м. Они располагаются среди безрудных разностей или среди массивных известняков. Цементом безрудных разновидностей служит преимущественно дезинтегрированная кальцитовая масса с кварцем, мусковитом, альбитом, микроклином, сидеритом (часто преобладает), баритом; из рудных распространены сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит, галенит) часто с магнетитом, сидеритом и баритом.

Обломки известняков обычно в той или иной степени изменены за счет

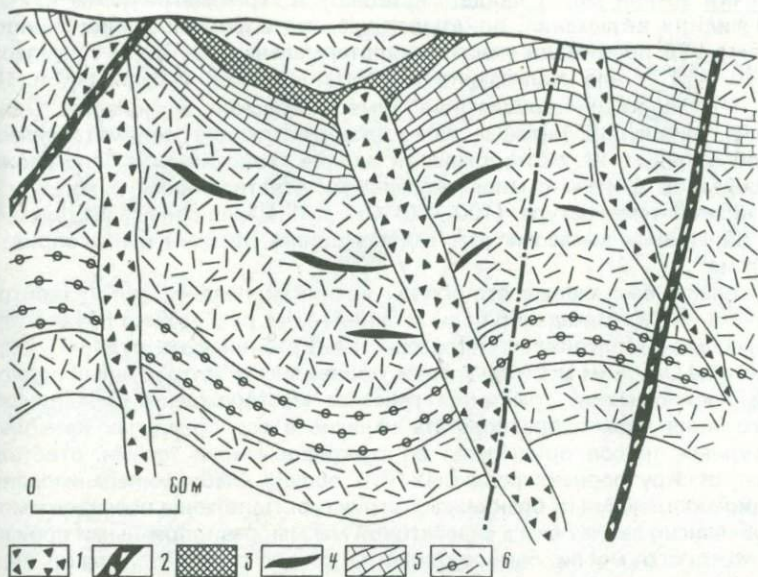


Рис. 38. Развитие тел флюидно-эксплозивных брекчий на участке Таяжном Озерного полиметаллического месторождения (составлено с использованием материалов А.С. Мартоса)

1 — полимиктовая брекчия с преобладанием обломков эффузивов кислого состава; 2 — то же, с преобладанием обломков граносиенитов; 3 — окисленные колчеданно-полиметаллические руды; 4 — линзы баритовых руд; 5 — известняки; 6 — переслаивание туфов, лавобрекчий и лав

метасоматических процессов вплоть до яшмовидных пород и кварцитов. Для многих участков характерна пестрота состава обломков и цемента брекчий, представленной баритовыми, красными яшмовидными (кварцево-гематитовыми, сидеритовыми и рудными (сульфидные или магнетитовые) обломками, как бы плавающими в рудном или сидеритовом цементе. Часто они присутствуют в зальбандовых участках даек диабазов.

Характерная черта флюидно-эксплозивной брекчий месторождения — наличие до 4–5% объема в них рудокластов, которые встречаются и в продуктивных горизонтах вместе с обломками известняков. Размеры рудокластов от 0,1 X 0,2 до 3 X 8 см, форма их овальная, изометричная, лепешковидная, неправильная. Независимо от конфигурации они имеют с вмещающими породами резкие границы.

Промышленные тела месторождения представлены серией (11) стратиформных залежей на разных уровнях, имеющих раздувы (как со стороны подошвы, так и кровли пластов), но преимущественно согласных с вмещающими породами. Широко распространена также прожилко-вкрапленная минерализация, реже встречаются жилы и жилообразные тела. Вулканогенно-осадочная гипотеза их формирования, принятая на первых порах разведки месторождения в настоящее время критически пересматривается [137, 138, 178]. Скорее всего, осадочный генезис характерен лишь для части пиритовых залежей. В частности, Г.С. Рипп, анализируя изотопный состав серы, установил ее гетерогенность, на основании чего пришел к выводу, что формирование колчеданно-полиметаллических руд не может быть объяснено с точки зрения осадочного процесса. В пользу

этой точки зрения могут свидетельствовать и термометрическое изучение газово-жидких включений, показывающее, что в формировании свинцово-цинковых руд принимали участие гидротермальные растворы с температурой 320–350°С для колчеданно-полиметаллической ассоциации и 190–300°С — для кварц-карбонатно-полиметаллической ассоциации. Однако наиболее ранние сидеритовые залежи, обрамляющие полиметаллические тела, образующие на месторождении единое геологическое тело сложной линзообразной формы с многочисленными ответвлениями, возникли при более низкой температуре (100–120°С). Д.И. Царев связывает появление руд с явлениями метасоматоза, захватившими брекчии и благоприятные горизонты.

Поскольку брекчиевые структуры возникли позднее тел сидеритов и некоторой части колчеданно-полиметаллических руд, можно предполагать, что флюидно-эксплозивные процессы на Еравнинском рудном поле, в частности на Озерном месторождении, проявились в интарудный период.

При предложенной трактовке генезиса месторождений Еравнинского рудного поля можно предполагать наличие в его пределах нескольких структурных ярусов оруденения со стратиформными телами, отвечающими от крутоориентированных и в общем слабо минерализованных флюидно-эксплозивных брекчиевых структур. Появление последних может быть объяснено за счет очага андезитовой магмы, равноправными производными которого могли быть вулканиты среднего состава, гранитоиды и рудоносные флюиды.

Актюзские флюидно-эксплозивные структуры (Заилийский Алатау) с комплексной полиметаллической минерализацией располагаются в смятых в складки и нарушенных разрывами докембрийских амфиболовых сланцах в слюдисто-полевошпатовых гнейсах, которые залегают над сателитовыми куполами погружающегося к северо-западу трещинного интрузива верхнепалеозойских аляскитовых гранитов. Они развиты вдоль так называемого Кварцевого разлома в пределах полосы, вытянутой к северо-востоку на 2,5 км при ширине в 350 м. Положение каждого ФЭС определяется местами пересечений этого разлома с нарушениями высших порядков [110].

ФЭС имеют овальную, линзовидную, серповидную, неправильноклиновидную и грушевидную форму (рис. 39) с размерами в плане от 70–80 до 300 и более метров в длину, от 40–50 до 190 м в ширину и прослежены на глубину порядка 350–400 м. Все они почти вертикальны (круто наклонены к востоку). По восстанию наблюдается разветвление некоторых трубчатых тел на ряд более мелких. Контакты ФЭС с вмещающими породами четкие, резкие, но неровные; часто встречаются "слепые" тела, не вскрытые эрозией. К поверхности от них отходят лишь дайки минерализованных гранитофиров.

ФЭС сложены разнообразными по размерам (от нескольких сантиметров до 1–2 м) угловатыми обломками вмещающих пород, главным образом зелеными амфиболовыми сланцами, реже гнейсами. Брекчия цементируется тонкодезинтегрированным материалом того же состава, что и обломки, а также сиенит-аплитами, кварцем, гранофирами и др. В центральных частях располагаются штокообразные тела мелкозернистых порфировидных аляскиотов, ранних и поздних гранитофиров, а также неправильные тела и дайки аплитов, альбититов, порфиритов (IV тип ФЭС), участвующих в сложении обломков брекчии. Наиболее распространены брекчии, в которых обломки преобладают над цементом. В брекчированных магматических породах и ранних рудах отсутствуют крупные глыбы, характерные для брекчий кристаллических сланцев.

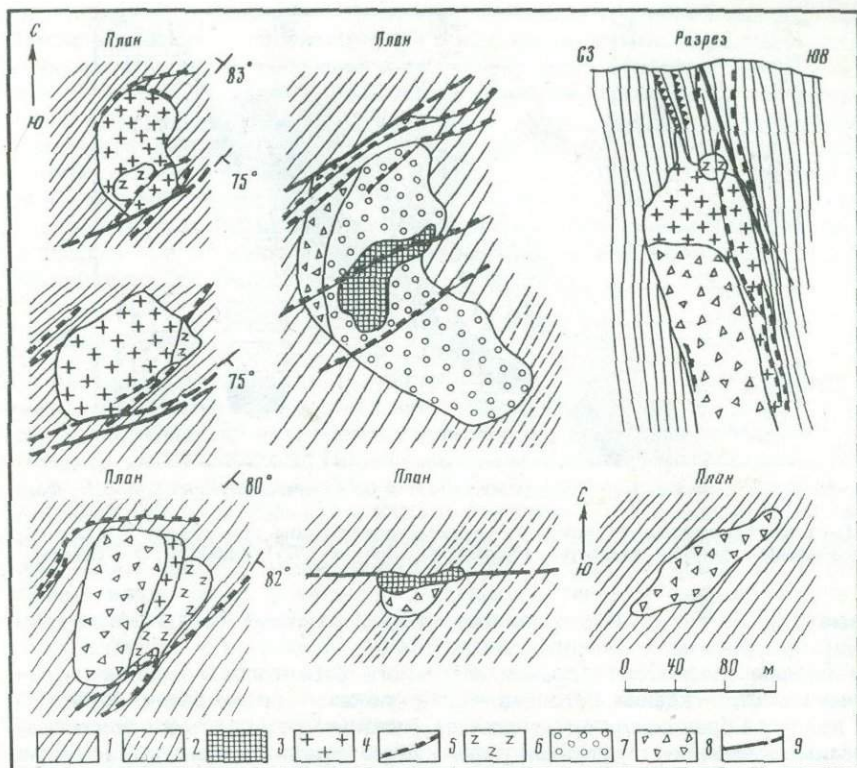


Рис. 39. Форма, размеры и условия залегания трубчатых флюидно-эксплозивных тел Актюза [110]

1 — зеленые сланцы; 2 — гнейсы; 3 — ранний кварц; 4 — поздние гранофиры и их гидротермально-измененные разности; 5 — порфириты; 6 — роговики; 7 — гидротермально-измененные аляскисты и их поздние гранофиры; 8 — флюидно-эксплозивные брекчии; 9 — тектонические нарушения

Вблизи трубчатых ФЭС, а иногда и в них самих встречаются дайкообразные брекчиевые тела (эксплозивные дайки) мощностью 3–20 см и длиной 10–15 м, имеющие уступы и апофизы. Эксплозивные дайки заполнены брекчией из округлых и угловатых обломков того же состава, что и трубчатые ФЭС, привнесенных с глубины 150–200 м.

К ФЭС приурочена комплексная (редкометальная и полиметаллическая) минерализация. В редкометальный этап были сформированы тела, сложенные биотитом и ортоклазом с подчиненными кварцем, флюоритом, хлоритом и рассеянной вкрапленностью молибденита, касситерита и др.; в полиметаллический этап образовались тела, сложенные преобладающим кварцем с сульфидами свинца и цинка.

Характерной особенностью актюзских ФЭС является их закрытый ("слепой") характер и концентрически зональное строение [26]. В их центральных и экзоконтактовых частях имеются полукольцевые дайки порфиритов, иногда с поздними гранофирами, окаймленными полосами измененных пород, а по периферии располагаются полукольцевые редкометальные и сульфидно-кварцевые жилы. Лишь поздние сульфидно-квар-

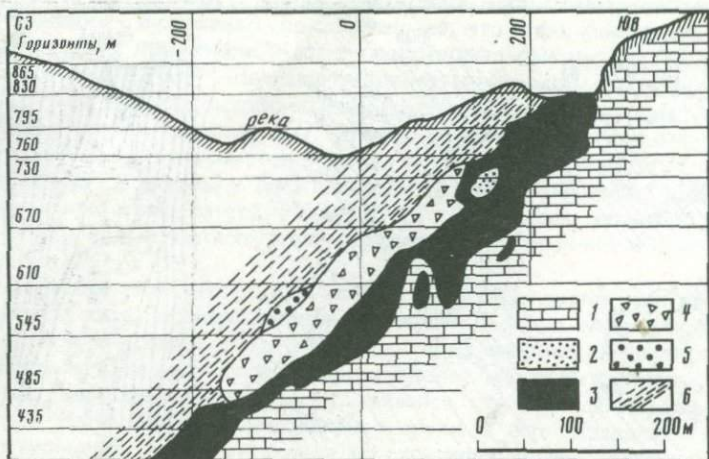


Рис. 40. Продольный разрез (стенка карьера) через Странтогскую ФЭС (по К. Форгану [162])

1 — известняки лежачего бока; 2 — магнетитсодержащие известняки; 3 — свинцово-цинковые руды; 4 — андезиты и андезитовые брекчии; 5 — кварциты; 6 — сланцы

цевые тела и завершающие минерализацию флюорит-кальцит-кварцевые жилы приурочены к линейным зонам.

Главным элементом строения известного Странтрского полиметаллического месторождения (Югославия), как показали исследования К. Форгана, является брекчиевое оруденелое сооружение, которое, судя по составу и взаимоотношению с рудными телами, можно рассматривать как главную рудовыводящую и рудораспределяющую структуру месторождения. Она развита в контактовой зоне между известняками и перекрывающими их кристаллическими сланцами ордовик-силурийской странтрской серии, имеет трубчатую форму и располагается в обеих породах, полого погружаясь согласно наклону контакта. На верхних горизонтах ФЭС состоит из центрального андезитового ядра, окруженного широкой оболочкой брекчий. На глубине размеры и очертания ее остаются прежними, однако, происходит значительное уменьшение мощности андезитовой "сердцевины" и частичное замещение ее брекчией. На нижних горизонтах ФЭС целиком заполнена брекчией (рис. 40). Последняя сложена блоками и полуокатанными обломками вмещающих сланцев, кварцитов, известняков, а в верхних частях также округлыми обломками андезита из осевой части. Ниже количество известняка уменьшается, а обломки андезита вовсе отсутствуют. Крупные обломки заключены в тонкодезинтегрированную массу, измененную гидротермальными процессами и несущую вкрапленность пирита, кремнезема, карбоната. Вблизи поверхности цемент состоит из мягкой хлоритовой массы, образованной в постмагматическую стадию при разрушении андезитового ядра. К. Форган показал, что брекчия была инъецирована позже, чем андезитовый нект, а путями ее продвижения являлась тектонически подготовленная область контакта между известняками и сланцами.

Трубчатая флюидно-эксплозивная структура послужила главным рудоконтролирующим и рудовмещающим образованием. Наиболее богатая рудная залежь проходит по ее юго-восточному контакту, протягиваясь почти на 700 м по падению и разветвляясь по восстанию с образованием

стратиформных залежей — “структурных носов”. Минерализация развита также вдоль контакта известняков с кристаллическими сланцами, в ядрах небольших складок волочения и вдоль некоторых второстепенных нарушений. Руда представляет собой метасоматически развившийся грубозернистый минеральный агрегат. В ранний период минерализации отлагался преимущественно пирит (I стадия), затем пирротин, серебросодержащий галенит и халькопирит (II стадия), после чего — сфалерит и пирит (III стадия); к наиболее поздней (IV стадия) относится образование арсенопирита и джемсонита, сопровождаемых карбонатами. Последние отлагались также в сфалерит-пиритовую стадию, в то время как кварц характерен для I и II стадий рудообразования.

Меднорудные

Флюидно-эксплозивные структуры характерны для многих крупных медно-порфировых месторождений. Установлены они как среди отечественных объектов, например в Казахстане [118, 119], Азербайджане [1], Армении [144], на Урале [9], так и среди многих зарубежных месторождений Северной Америки (Медный бассейн, Коппер-Квин), Центральной Америки (Кананеа, Кеным) и Южной Америки (Эль-Сальвадор, Чукикамата, Браден, Рио-Бланко, Токепала, Куахона); в Африке (Цумеб), в Австралии, Новой Гвинее, на Британских островах (Уэлс), в Монголии. С точки зрения возможного флюидно-эксплозивного генезиса вызывают интерес штокерковые медные месторождения японского рудника Цутихата (тип Куроко), обладающие трубообразной формой и брекчиевым сложением, которые сочленяются с пластовыми (стратиформными) залежами. Для большинства медно-рудных ФЭС характерна комплексная (преимущественно с молибденом и ураном) минерализация.

Большинство медно-порфировых месторождений, на рудоносных площадях которых развиты брекчиевые флюидно-эксплозивные структуры, имеют, как показали З.М. Нурбаев и А.И. Полетаев [118], мезо-кайнозойский возраст и расположены в пределах крупных вулканических поясов. Такие позиции занимают, в частности, месторождения Британской Колумбии, США, Мексики, Аргентины, Перу и Чили. Все они размещаются в пределах планетарного Западно-Американского вулканического пояса, вытянутого в субмеридиональном направлении от Аляски до мыса Горн в Южной Америке. К вулканическим поясам приурочены месторождения Казахстана, Монголии и, видимо, недавно выявленные проявления в Бурятии. Кроме того, медно-порфировые месторождения с ФЭС встречаются в зонах тектоно-магматической активизации и в пределах островных дуг. Примером первого типа могут служить северо-казахстанские месторождения, а в второго — позднелигоценые месторождения в Новой Гвинее — Пангуна и Маунт Фьюбиан. Независимо от геолого-структурной позиции ФЭС в подавляющем большинстве случаев связаны с различной величиной гипабиссальными или субвулканическими интрузиями габбро-диорит-гранодиоритового или монзонит-диоритового состава [203, 215].

В крупных многофазных плутонах тела флюидно-эксплозивных брекчий, как правило, приурочены к апикальным частям выходов поздних интрузий, нередко выступающих над общим уровнем кровли массива; нередко отмечается их групповое расположение (до 20—100 трубчатых тел на несколько квадратных километров). Разные по времени формирования ранне- и интравудные образования имеют различные конфигурации [212] и параметры по латерали (от нескольких метров до нескольких километров в поперечнике) и в разрезе (от десятков и сотен метров до 2—3 км).

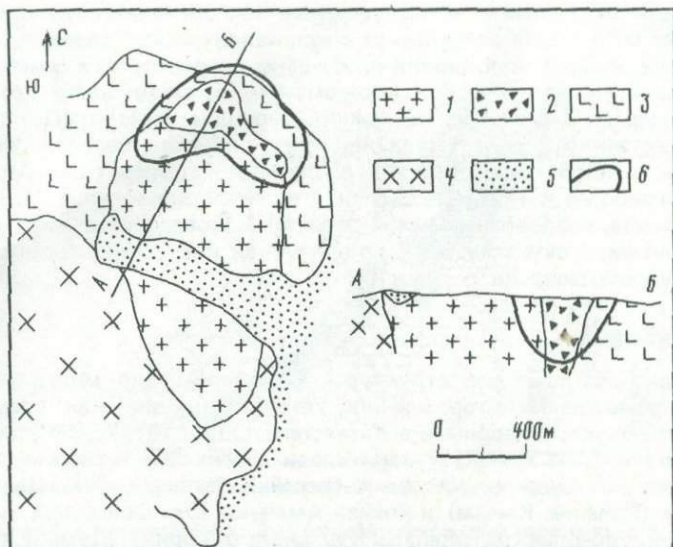


Рис. 41. Схема строения Кударинского медно-порфирового месторождения в Западном Забайкалье (составлена с использованием материалов В.Л. Верника)

1 — плагиограниты, монцитоны (шток); 2 — флюидно-эксплозивные брекчии; 3 — габбро-диориты, диориты; 4 — граниты; 5 — наносы; 6 — контур медного оруденения

В пределах впервые выявленного в Западном Забайкалье Кударинского месторождения медно-порфировой формации брекчиевые флюидно-эксплозивные структуры, приуроченные к контактовым участкам куполов позднепалеозойских-раннетриасовых плагиогранитов, имеют небольшие размеры по латерали (0,8 X 0,3 км). Это месторождение, по данным В.Л. Верника, находится в пределах Орхон-Селенгинского вулканического пояса, сформированного в течение перми-ранней юры на каледонском складчатом основании. Вулканогенная толща разбита дизъюнктивными и прорвана разнообразными интрузиями габброидов, диоритов, монцитонитов, плагио- и биотитовых гранитов, а также дайками гранитоидного состава.

ФЗС Кударинского месторождения в своих аликальных частях, также как и прилегающие плагиограниты, грейзенированы. Ниже зоны грейзенов, мощность которых невелика (10–15 м), устанавливается их брекчиевое сложение из обломков диоритов, микродиоритов, а также андезитов и роговиков эффузивной верхнепалеозойской толщи, развитой на значительном удалении. Мелкообломочный цемент брекчии того же состава подвержен площадному и прожилковому метасоматическому окварцеванию, а также альбитизации, серицитизации и биотитизации. Как и грейзенизация, все эти процессы дорудны.

Контуры медной минерализации совпадают с выходами тел флюидно-эксплозивных брекчий (рис. 41). В последних наблюдается два типа руд: оруденелая брекчия (обломки разного состава цементируются кварц-сульфидной массой) и прожилково-вкрапленный тип. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит с преобладанием на некоторых участках вторичных лимонита, малахита, лазурита и ферримolibдита (по периферии).

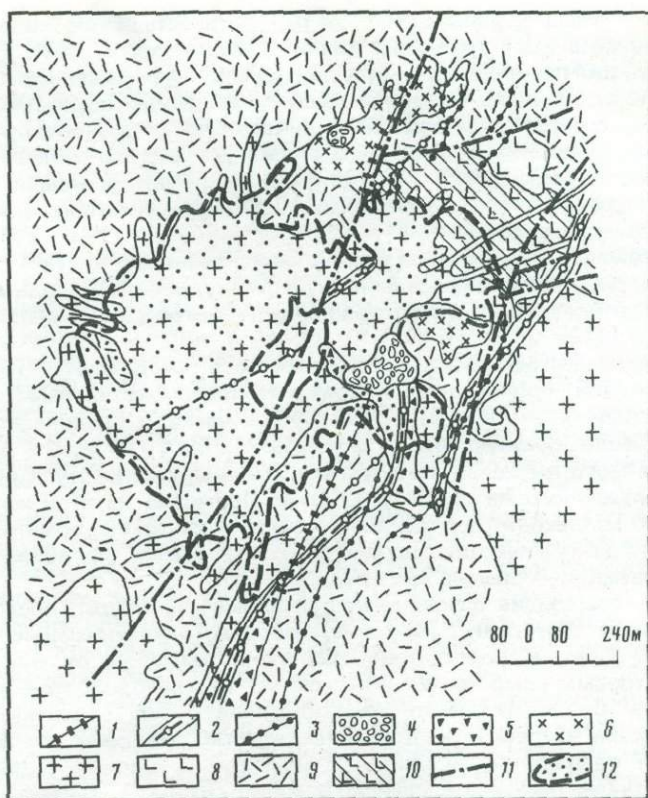


Рис. 42. Геологическая схема Коунрадского месторождения [118]

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

Классическим примером развития флюидно-эксплозивных структур является Коунрадское месторождение. Здесь установлено проявление eksploзивных интравидных брекчий двух этапов [118].

Брекчии I этапа образуют в пределах площади месторождения два неправильных в плане трубчатых тела (рис. 42). Эти тела сложены в различной степени измененными обломками вмещающих ФЭС гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, иногда содержащих редкую вкрапленность пирита и халькопирита, а также обломками вторичных кварцитов, которые обрамляют Коунрадскую интрузию. Цементирующая масса представлена темно-серым стекловатым кварцем с небольшой примесью мелкошешуйчатого серицита. Цемент и обломки рассеяны густой сетью жильного кварца с прожилково-вкрапленной молибденово-медной минерализацией, развивающейся также в промежутках между переплетениями кварцевых прожилков. Эта рудная минерализация является продуктивной для месторождения.

Брекчии II этапа прорывают первую разновидность брекчий и встречаются в Коунраде в виде трубчатых тел и "галечниковых" даек, цементом которых служат песчаноподобный материал с четко выраженной струйчато-вихревой полосчатостью. Обломки здесь представлены породами из брекчии I этапа, гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритами, а также жильным (штокверковым) кварцем с основной рудной минерализацией. Сами брекчии рассекаются прожилками гребенчатого кварца поздней стадии минерализации, содержащими крупночешуйчатый молибденит, сульфиды свинца и цинка.

На Коксайском рудном поле флюидно-эксплозивные структуры, имеющие трубчатую, силловидную и дайковую форму, обрамляют одноименный массив габброидов, гранодиоритов и плагиогранитов, рассеянных дайками гранитоидов [119].

ФЗС преимущественно располагаются в зоне ореольных (автомагматических) брекчий, проявленных в приконтактных частях этого массива. Наиболее полно изученная Западная трубка имеет на поверхности неправильную клешнеобразную форму размером 1100 X 210 м, а в разрезе — вид уплощенного, перевернутого конуса, осложненного выступами и апофизами, прослеженного на глубину 1200 м. Примерно на этой же глубине (1500—1600 м) находится сгущение обрамляющих трубку гранитоидных и порфировых даек, имеющих центриклинальное падение. Эту область можно рассматривать как корневую часть рудного поля.

Брекчии, слагающие флюидно-эксплозивные структуры, представляют розовато-серые (местами пятнистые) породы, напоминающие крупно-обломочные туфы и туфобрекчии. Обломки размером от микрочастиц до двухметровых глыб на 80—90% состоят из гранодиоритов и плагиогранитов на 10—20% из плагиогранит-порфиров; в виде единичных обломков в брекчии встречаются пегматиты, аплиты, дайковые диабазовые и диоритовые порфириды, силурийские известняки, каменноугольные эффузивы и туфы, песчаники, сланцы и микрокварциты. Цемент брекчий, похожий на неравномернозернистый полимиктовый или на туфогенный песчаник, состоит из мельчайших обломков тех же пород, дезинтегрированных на отдельные зерна и их осколки (плагиоклаз, кварц, роговая обманка, реже калишпат). Подобный материал с округлыми обломками гранодиоритов слагает дайкообразные тела, рассекающие в приконтактных участках брекчию трубки. Рудная залежь повторяет контуры трубки и сложена густой вкрапленностью сульфидов меди, развивающихся преимущественно в цементе.

Близкое строение имеет еще ряд изученных на этом рудном поле трубок — Центральная, Восточная и Жолкалдыкская и только Кугалинская флюидно-эксплозивная структура, находящаяся в поле песчано-сланцевых пород, отличается от прочих наличием обломков алевролитов, песчаников, глинисто-кремнистых сланцев и аргилитов силура, а также дайковых порфиров, а ее медная минерализация встречается как в обломках (рудокласты), так и в цементе.

Меднорудные ФЗС Западно-Американского вулканического пояса характеризуются некоторым своеобразием. Такие ФЗС широко распространены на дне депрессии Медного бассейна в Аризоне (США) [213], где обнажается сложный позднемеловой или раннетретичный монзонитовый этмолит Коплер-Бейсин, протягивающийся на 8 км в длину и на 1,6 км в ширину: он прорван позднетретичным некком риолитов и рядом даек. ФЗС образуют на поверхности невысокие красновато-коричневые холмы в западном борту Медного бассейна. Большинство из них приурочено к южному контакту интрузии кварцевых монзонит-порфиров с осадочными

(аргиллиты, сланцы, филлиты и песчаники) породами. ФЭС представляют собой вертикальные округлые или эллипсоидные трубообразные тела с диаметрами от 15 до 180 м при глубине в 180—200 м. В них обнаруживаются обломки всех интрузивных пород штока Коппер-Бейсин, что свидетельствует об их образовании вслед за интрузией этого штока.

ФЭС Медного бассейна имеют четкую зональность. В их строении обычно выделяется три зоны. Внешняя краевая зона I представлена трещиноватыми, иногда раздробленными породами, окружающими трубчатые сооружения. Они частично минерализованы кварцем и сульфидами. Зона периферических брекчий (зона II) сложена угловатыми до полуокатанными обломками размером от 2—3 см до 3 м. Изменения боковых пород интенсивные, в цементе много кварца и сульфидов. Как правило, зона периферических брекчий отделена от центральной части ФЭС резким контактом, но иногда контакты постепенные и переход осуществляется на протяжении 1—10 м. Центральная часть ФЭС (зона III) состоит из гетерогенной смеси обломков, имеющих окатанную или полуокатанную форму и преобладающие размеры 5—30 см. Многие из них дезинтегрированы на более мелкие угловатые осколки. Зона III часто не выходит на поверхность.

Отложение сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит) и значительных количеств борнита происходило вслед за окварцеванием. В целом минерализация сходна с таковой на медных месторождениях вкрапленного типа, где развита зона окисления.

ФЭС Коппер-Квин (Аризона, США) приурочена к разлому Девидент, в одном из крыльев которого находятся кембрийские граниты и сланцы, а в другом — палеозойские осадки.

Эта ФЭС почти целиком занята штоком гранит-порфира (шток Сокраменто-Хилл) диаметром 800—1600 м, имеющим вертикальные стенки и неправильные очертания. Вдоль контакта штока секциями по кольцевой зоне на площади около 800 X 300 м распространены брекчии, которые рассечены порфировыми дайками и силлами, радиально отходящими от штока. Р.Т. Уокер [234] предполагает, что брекчия вначале полностью выполняла трубчатую полость, но затем почти на две трети была ассимилирована или вытеснена магмой, образовавшей гранит-порфировый шток (IV тип ФЭС).

Брекчия внешней кольцевой зоны состоит из обломков всех образований, пересекаемых ФЭС, — гранитов, сланцев, кварцитов и известняков. Обломки варьируют по размерам от нескольких сантиметров до 0,5 м и включены в основную массу из тонкодезинтегрированного материала того же состава. Брекчия и гранит-порфиры штока рассечены многочисленными трещинами, по которым циркулировали минералообразующие растворы, отложившие пирит, халькопирит, борнит, кварц и др. Минерализация более интенсивна в брекчии и пересекающих ее дайках и несколько слабее проявлена во вмещающих гранит-порфирах. Она преимущественно распространена в северо-западной части ФЭС, где образует неправильной формы рудное тело с обогащенной верхней частью. Концентрически вокруг ФЭС, особенно к северу от нее, в палеозойских осадках тоже развиты богатые рудные тела, что указывает на просачивание минералообразующих растворов сквозь брекцию и прилегающие части штока в окружающие породы.

Характерные ФЭС с медной минерализацией широко распространены в округе Кананеа (Мексика). В районе развиты кварциты и известняки палеозоя, несогласно перекрытые мощным комплексом вулканогенных пород (андезиты, их туфы и алгомераты). Все они интродуцированы грани-

тами, дайками и штоками основного и кислого состава. На небольшой площади сформировано несколько минерализованных ФЭС, в целом составляющих крупное месторождение. Наиболее интересны ФЭС Капот, "Восточная брекчия" и Ла-Колорадо [127].

ФЭС Капот на верхних горизонтах представляет пологую брекчиевую залежь в известняках, а на глубине трубообразную, секущую известняки, подстилающие их кристаллические породы, толщу кварцитов и продолжающуюся далее в гранитах, где она сложена угловатыми обломками гранита и кварцита. Обломки кварцитов при этом перемещены вниз не менее чем на 330 м. Брекчия сцементирована халькопиритом, борнитом, халькозином, кварцем и карбонатами.

ФЭС "Восточная брекчия" раздваивается в своей верхней части, где перекрывается небрекчированными эффузивами. Оба ее ответвления имеют куполовидное окончание на разных глубинах. ФЭС сложена разнообразными (от угловатых до округлых) интенсивно серицитизированными обломками порфиров и других эффузивных пород. Обломки сцементированы зернистым кварцем, пиритом, халькопиритом и молибденом. Значительная часть руды представлена халькозином. Рудная минерализация преимущественно локализуется в верхних частях обоих ответвлений ФЭС и продолжается в виде штокверка в зоне трещиноватости, развитой над их куполовидной кровлей. Халькопирит и молибденит (имеющий промышленное значение) встречаются и на нижних горизонтах, локализуясь вдоль восточного контакта ФЭС. С глубиной интенсивность минерализации снижается, хотя брекчиевый характер породы сохраняется.

ФЭС Ла-Колорадо отличается от других эксплозивных структур тем, что в ней сочетается медное оруденение, сконцентрированное в конусе интенсивно трещиноватых пород над ФЭС и в приповерхностном штокверке с вторично обогащенной рудой. В центральной части оруденелой площади находится ФЭС, перекрытая массивным порфиром. Она имеет брекчиевую "сердцевину", состоящую в основном из угловатых обломков массивных медных сульфидных руд, заключенных в тонкодезинтегрированном сером материале. Центральную часть ФЭС занимает грубая брекчия с низким содержанием сульфидов. При образовании ФЭС возник сводчатый купол, который послужил главным образом местом накопления рудных флюидов. В его пределах последовательно отложились кремнезем, силикаты и сульфиды, которые образовали минерализованный конус высотой около 300 м. Кварц при кристаллизации образовал как бы внешнюю скорлупу этого трещиноватого конуса. Медные сульфиды и молибденит отлагались вслед за кварцем, образуя под кварцевой "скорлупой" конуса и во вмещающей породе густую сеть прожилков в виде кольцеобразного штокверка, достигающего зоны окисления. И. Сейлс [127] считает, что сульфидные медные залежи этого месторождения образовались из рудной магмы.

Месторождение Кенам (Британская Колумбия) с медной и ураново-молибденовой минерализацией развито в мезозойской слоистой толще (аргиллиты, сланцы), интродуцированной силлами диоритов и штоками турмалинизированных кварцевых диоритов. ФЭС этого месторождения, по описанию Р.В. Бэкона [14], имеет эллиптическую (340x127 м) форму в плане и трубчатую в разрезе. Она сложена мелкообломочной красновато-коричневой брекчий из угловатых и округлых обломков, идентичных по составу пересекаемым ею породам (I генетический тип ФЭС). Мелкие обломки иногда разбиты трещинами и пронизаны жилками, сложенными минералами цементирующей массы. Для брекчии характерны четко проявленные признаки обрушения. Она сцементирована существенно кварце-

вым гидротермально-метасоматическим цементом и почти повсеместно оруденелая. На верхних горизонтах цемент светло-серый, состоящий из кварц-полевошпат-слюдистого агрегата, на нижних темно-зеленый, обусловленный преобладанием хлорита.

Рудная минерализация ФЭС представлена халькопиритом, молибденитом, уранинитом, сфалеритом, кроме того, встречается турмалин. Главное рудное тело приурочено к одной из стенок ФЭС на ее периферии. Минерализация постепенно убывает к периферии, за счет чего рудная залежь имеет грубо V-образную форму.

ФЭС Цумеб с медно-германиевой минерализацией находится в пределах Юго-Западной Африки (ЮАР) [127]. Она располагается в северном крыле одноименного синклинального прогиба в верхней части толщи докембрийских доломитов, перекрытых и подстилаемых кварцитами. Эта ФЭС имеет эллипсовидное сечение в плане (150×75 м) и прослежена в интервале глубин 570–1000 м; в верхней части она переходит в минерализованную зону, секущую тонкопереслаивающиеся, смятые в складки доломиты. Структура заполнена брекчий пород, развитых в районе. В ее пределах слоистые породы подвергались волочению и сползанию вниз. Внутри ФЭС находится "шток" кварц-ортоклазовых пород, так называемых псевдоаплитов, образующих на глубине также линзы и неправильные тела. Псевдоаплиты отличаются высокой степенью минерализации. На отдельных участках они образуют сеть мелких даек, содержащих угловатые кремнистые и доломитовые обломки.

Минерализация представлена германийсодержащими сульфидами, которые отлагались по периферии ФЭС в виде массивных руд, местами достигающих ее центра. Образование ФЭС Цумеб является, видимо, результатом глубинной флюидно-эксплозивной деятельности при явлениях обрушения пород над магматическим телом.

Месторождение Браден (Чили) приурочено к древней кальдере, развитой над интрузивным телом монцонит-порфиров и андезитовых порфиров [234]. Кальдера имеет в плане почти округлые очертания с диаметром 1200 м и заполнена хаотически перемешанной брекчий, состоящей главным образом из обломков монцонит-порфиров. После прекращения вулканической деятельности кальдера в верхней части была заполнена озером, в котором накопились сильно измельченные обломки, снесенные с разрушенных стенок самой кальдеры и из окружающей кольцевой зоны. За счет такого сноса и осаднения возник слоистый туф ("брадентуф").

Значительно позднее накопление брадентуфа в связи с внедрением трахиандезитов в бортовых частях кальдеры были сформированы небольшие ФЭС, сложенные оруденелой дацит- и андезит-порфировой брекчий (брекчия "тениени"). Их формирование было многоактным и в одну из заключительных стадий брекчия обогатилась обломками гранит-порфиров. После образования дацит- и андезит-порфировой eksploзивной брекчий в кольцевую зону между брадентуфом и стенками кальдеры проникли магматические массы, образовавшие дайки и неправильные тела дацитового порфира. Процесс образования ФЭС сопровождался обрушением, в результате которого осадочные породы брадентуфа были нагружены на 750 м.

Рудное тело Браден прослежено скважинами до глубины 1500 м и имеет форму воронки, приурочиваясь к ФЭС с дацит- и андезит-порфировой брекчий. По данным Ф. Ховелла и И. Моулая [210], образование брекчий этих тел произошло в интрудный этап, так как часть руды встречается в обломках (рудокласты).

На завершающем этапе флюидно-эксплозивной деятельности внутри

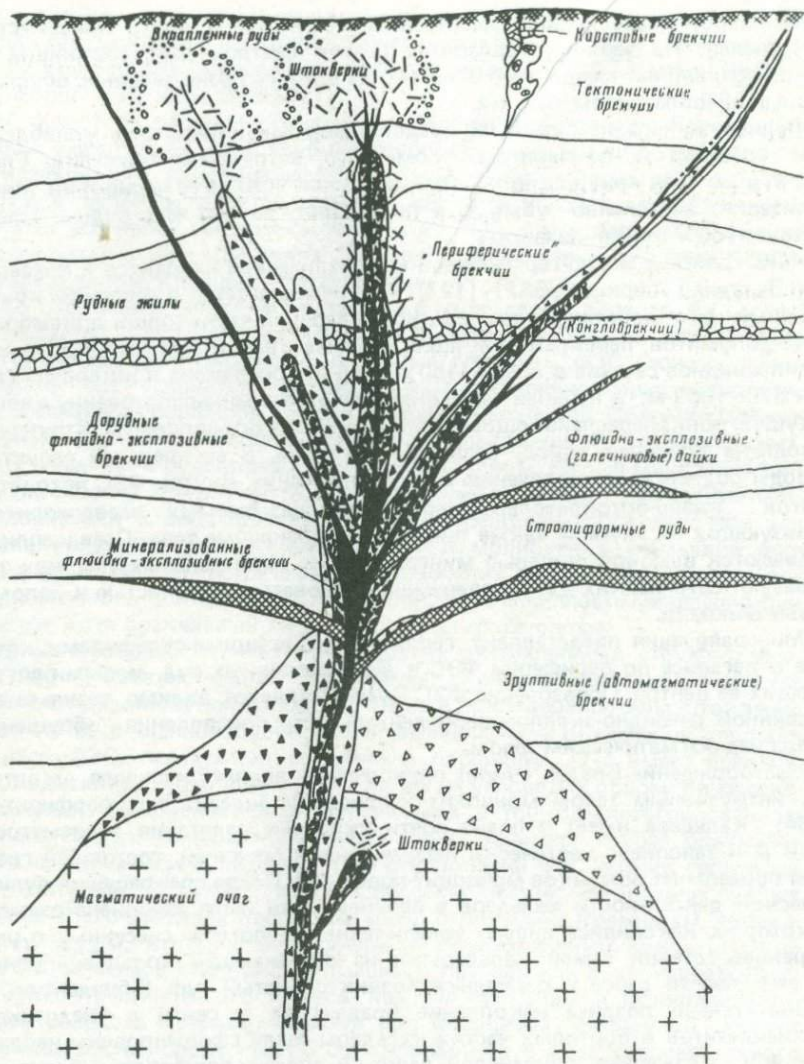


Рис. 43. Генерализованная схема строения месторождений с флюидно-эксплозивными структурами и разными типами брекчий

поздних брекчиевых структур минералообразующими растворами были отложены халькопирит и борнит, сопровождаемые кварцем и турмалином с образованием промышленного тела, содержащего от 0,5 до 1,5% меди.

Заканчивая описание типоморфных примеров флюидно-эксплозивных структур разнообразных месторождений, можно наметить их следующие общие черты.

1. ФЭС, связанные с магмами различного состава и содержащие специфическую для каждой магмы минерализацию, сочетаются в пределах одних и тех же геоструктурных элементов земной коры и могут быть встречены в одних и тех же областях развития магматизма того или иного профиля.

2. Для большинства брекчиевых флюидно-эксплозивных тел характерна многоэтапность формирования. Поздние брекчиевые тела обычно возникают среди более ранних и содержат обломки (литокласты, рудокласты) ранних брекчий. При этом поздние ФЭС, сложенные полимиктовой и более мелкообломочной брекчией, являются в то же время и более рудоносными.

3. Минерализация ФЭС, обусловленных как ультраосновной, щелочной и основной магмой, так и гранитоидной магмой, часто локализуется не только в пределах самих eksploзивных тел и по их периферии, но и образуя "внешний" структурный тип.

4. Большинство eksploзивных брекчиевых тел формируется в течение раннего рудного или интравулканного периодов (что отличает их от вулканических аппаратов). Многие из них содержат рудокласты из продуктов ранних рудных стадий. По времени формирования многие ФЭС находятся "в вилке" между отдельными этапами рудообразования. При проникновении позднего магматического материала в оруденелые брекчиевые eksploзивные тела обычно преобладают процессы рассеивания рудного вещества над его концентрацией.

5. Флюидно-эксплозивные структуры многих месторождений не выходят на дневную поверхность и выявляются только в результате детальных разведочных или эксплуатационных работ. От их куполов к поверхности отходят жилы, штокерки и минерализованные зоны, а на глубине от них отчленяются стратиформные залежи, что бывает в случае пересечения ФЭС стратифицированных толщ (рис. 43). Это свидетельствует о закрытом ("слепом") характере возникновения и развития ФЭС, формирующихся в определенном интервале глубин (от гипабиссальных до приповерхностных). Для ФЭС, обусловленных ультраосновной и основной магмой, обычно характерен больший интервал развития по сравнению с ФЭС, обусловленными гранитоидной магмой.

6. Для большинства ФЭС характерны четко проявленные процессы оседания (обрушения), особенно крупных глыб внутри мелкообломочной брекчий. Величина такого обрушения различна и иногда достигает сотен метров по вертикали. Для мелкообломочного цементирующего брекчиевого материала обычны признаки флюидального течения.

7. Тяготея к тектонически ослабленным зонам (линейным и кольцевым тектоническим разломам, местам их пересечения и т.д.), ФЭС не всегда строго приурочены к ним, а нередко располагаются в некотором удалении от них. По периферии ФЭС часто развиваются сингенетичные атектонические элементы (кольцевые и радиальные разрывы), в которых локализируются дайковые и рудные тела.

8. При формировании минерализации ФЭС большую роль играют явления метасоматоза, в результате которых формируется рудный цемент брекчий и залежи сплошных руд. Метасоматоз оказывает влияние и на состав обломочной части брекчий, иногда целиком изменяя ее (появление скарнов по терригенно-карбонатным породам, вторичных кварцитов — по кислым эффузивам и т.д.). Возможно, что метасоматическим путем в каналах ФЭС формируются штоки интрузивного облика (псевдоаплиты, граниты и др.).

Часть вторая

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Глава 3

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Поскольку ФЭС связаны с разнообразными магмами от ультраосновного до ультракислого состава, критерии их рудоносности так же будут различны, как и различна приуроченная к ним минерализация. В общем случае на основании обобщения данных о термометрических исследованиях можно считать установленным, что породы рудоносных ФЭС обладают более высокой декрепитационной активностью по сравнению с таковыми из безрудных и слабо минерализованных ФЭС. Высокая декрепитационная активность слагающих ФЭС пород (как брекчиевого ядра, так и прилегающей к нему области) обуславливается большой насыщенностью газовыми и газовой-жидкими включениями цемента брекчии и ее обломков за счет того флюидного потока, который формирует саму структуру и ее минерализацию. Такая повышенная декрепитационная активность зафиксирована у ФЭС, связанных с ультраосновной, основной и кислой магмой. И.В. Попивняк и Н.И. Мязь [131] установили участки повышенной декрепитационной активности вблизи алмазоносных кимберлитовых трубок, соответствующие сингенетичным телам ореолам пропаривания.

Нами были проведены декрепитометрические исследования безрудных и оруденелых брекчий Чайского медно-никелевого месторождения. При этом установлено, что во вмещающих породах (неизменные и слабо серпентинизированные дуниты) фиксируется минимальное количество микровзрывов (10–20); в безрудных телах брекчий, цемент которых представлен лишь пироксен-плаггиоклазовым и троктолитовым агрегатом, фиксируется от 80 до 120 микровзрывов, а в оруденелых брекчиевых телах количество микровзрывов достигает 200–360. Данным методом четко фиксируются ореолы пропаривания, отбиваемые на расстоянии 10–20 м от брекчиевых рудных тел (см. рис. 13). Подобные данные получены также исследованиями и по Норильской провинции [4].

Проведенный декрепитометрический анализ на Булуктаевском молибден-вольфрамового месторождении показал, что оруденелые периферические (относительно "трубки") брекчии обладают наиболее высокой декрепитометрической активностью. Если для неизменных монцитов (вмещающих ФЭС пород) суммарное количество импульсов в интервале температур 40–620° в среднем составляет 1200, то в оруденелой мусковитизированной брекчии их среднее количество увеличивается до 2400 при наличии отдельных пиков в 1500–3600 (рис. 44). Над самой "трубкой" общее количество импульсов в том же интервале температур снижается до 900–950. Это снижение обусловлено плотностью мелкозернистых лампрофировых и роговиковых обломков по сравнению с гранитоидными обломками периферической зоны. С помощью декрепитометриче-

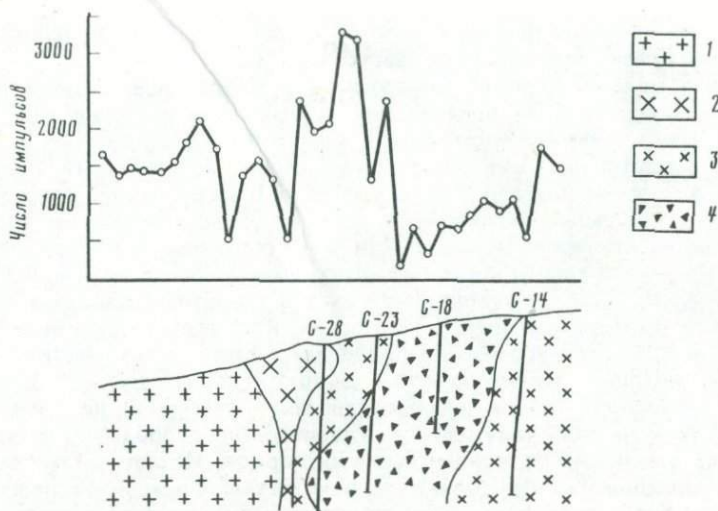


Рис. 44. Декрептометрическая активность Булуктаевской ФЭС

1 — аляскиты; 2 — монцонитоиды; 3 — оруденелая периферическая монцонитоидная брекчия; 4 — темноцветная полимиктовая брекчия ФЭС

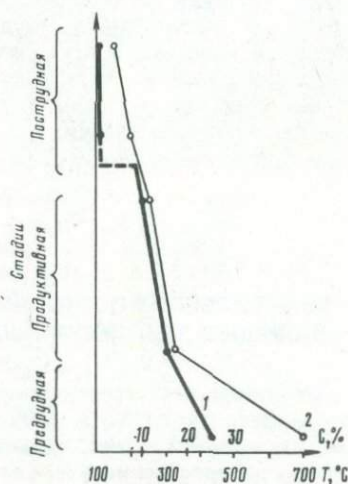


Рис. 45. "Сброс" концентрации солей во флюиде, установленном в газово-жидких включениях как показатель потенциальной рудоносности жильного кварца [136]

1 — концентрация солей; 2 — температура

ского анализа на этом месторождении были четко отбиты разрывы и контакты разновидностей пород (контакты "трубок", монцонитоидов и аляскитов, различных даек).

Что же касается оценки рудоносности ФЭС, связанных с конкретной магмой, то по этому вопросу на данной стадии изученности можно высказать лишь самые общие соображения.

Возможность алмазонасности кимберлитовых тел может быть установлена по методике Н.В. Соболева анализом химического состава пиропов путем установления их высокохромистых разновидностей, характерных для алмазонасной субфации.

Для карбонатитовых брекчиевых тел рудоносные разности могут быть определены по отношениям Nb/Ta во флогопите — типоморфном минерале карбонатитов. В безрудных магматических карбонатитах Nb/Ta во флогопите постоянно. В метасоматических рудных карбонатитах, цементирующих обломки в брекчиевых телах, ниобий-танталовое отношение

варьирует в широких пределах, а по содержанию Nb и Ta во флогопитах карбоната резко отличается от безрудных [135].

Наличие медно-никелевой минерализации в брекчиевых телах основной магмы может быть предсказано на основании изучения типоморфного минерала этих месторождений — пирротина. Среди богатых брекчиевых руд развиты наиболее обогащенные серой моноклинный пирротин и пирит, в то время как для слабо оруденелых брекчиевых тел более характерен гексагональный пирротин, а для безрудных брекчий — троилит.

В качестве критериев рудоносности ФЭС, связанных с кислой магмой, могут быть использованы также термобарогеохимические данные. Ф.Г.Рейф и Е.Д.Бажеев [136] показали выше, что в гранитных массивах имеются области флюидоотделения (к которым, как указывалось выше, приурочены и ФЭС). Минерализация проявляется лишь на тех участках таких областей, которые характеризуются высокой соленостью растворов на ранней (дорудной) стадии флюидоотделения, умеренной на продуктивной и низкой на постпродуктивной. Рудоотложение сопряжено со скачкообразным уменьшением концентрации растворов. Используя эти данные, логично предложить, что только те брекчиевые флюидно-эксплозивные структуры будут рудоносны (при этом минерализация может развиваться в цементе с образованием оруденелых брекчий в трещинных зонах и благоприятных пластах), в пределах которых будет наблюдаться "сброс" концентрации солей во включениях постинтрузивной стадии при сохранении их высоких концентраций в дорудных образованиях (рис. 45). Помимо минерало-геохимических и термобарогеохимических, существуют и иные критерии рудоносности ФЭС, которые нами здесь не рассматриваются.

Глава 4

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Для понимания генетических особенностей формирования ФЭС важно рассмотреть (хотя бы в самых общих чертах) физико-химические условия их возникновения, термодинамический режим, источник флюидов, а также распределение в них естественных радиоактивных элементов. Естественно, что удовлетворительные данные для решения этих вопросов могут быть получены лишь в случае комплексной оценки системы "интрузив — ФЭС — месторождение", поскольку магматический, флюидно-эксплозивный и гидротермально-метасоматический процессы являются последовательными звеньями развития единой рудообразующей системы, зарождение и эффективное развитие которой возможно лишь при вполне определенных условиях. В связи с отсутствием минеральных продуктов собственно флюидно-эксплозивного этапа мы вынуждены анализировать систему "интрузив — (ФЭС + месторождение)", т.е. получать суммарный эффект флюидно-эксплозивного брекчирования, метасоматоза и оруденения.

Баланс веществ флюидно-эксплозивного процесса

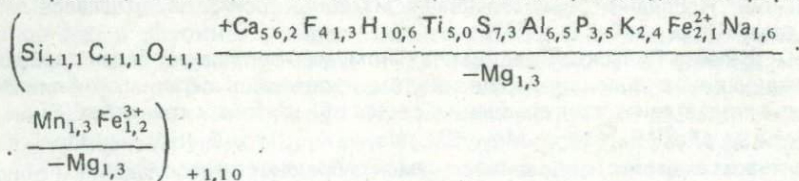
Представление о балансе элементов, участвующих в флюидно-эксплозивном процессе, можно составить путем сравнения химических анализов исходных пород, вмещающих флюидно-эксплозивные структуры, и измененных пород из центральных частей брекчий. Этот анализ сводится к

расчету привноса-выноса компонентов, участвующих в том сложном и обычно многоэтапном метасоматическом процессе, который проявился в зоне эксплозивного брекчирования. В качестве объектов взяты месторождения с однотипными метасоматическими изменениями (окварцеванием, грейзенизацией), и для них можно считать более или менее установленными полученными общие закономерности. Хотя следует учитывать, что даже и для таких месторождений, как показывают детальные термобарогеохимические исследования, устанавливается различие в составе флюидов отдельных этапов флюидно-эксплозивного и рудного процессов.

Состав пород при расчетах выражен в атомно-объемной форме в стандартной ячейке (10000 Å) по методике, предложенной Ю.В. Казизыным и В.А. Рудником, с учетом естественной пористости. Для отображения баланса веществ, участвующих в рудно-эксплозивном процессе, автором [162] предложена формула, в которой перед дробью помещены элементы, количество которых не подвергается изменениям (изменения в пределах 10%), в числителе дроби расположены элементы, привносимые при флюидно-эксплозивном процессе, а в знаменателе — выносимые из породы. Формулой отображаются не абсолютные, а относительные изменения катионов и анионов в виде отношения к исходной породе.

Нами был исследован баланс элементов, участвующих в флюидно-эксплозивном процессе ФЭС Саяно-Байкальской горной области, обусловленных ультраосновной (Чайская) и гранитоидной (Сахюрта, Булуктай, Шагайтэ-Гол, Тамир) магмой. Использованы литературные данные по составу флюидов кимберлитов [73, 132] и железнорудных ФЭС Ангара-Илима [155].

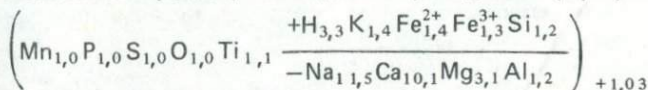
Баланс элементов рудно-эксплозивного процесса Чайской ФЭС, содержащей сульфидную медно-никелевую минерализацию, можно представить, сравнивая состав серпентинизированных дунитов ($\text{Si}_{8,1,1}\text{Ti}_{0,1}\text{Al}_{2,2}\text{Fe}_{1,7,2}^{3+} \cdot \text{Fe}_{9,2}^{2+}\text{Mn}_{0,5}\text{Mg}_{1,4,0,8}\text{Ca}_{0,1}\text{Na}_{1,5}\text{K}_{0,5}\text{P}_{0,0,4}\text{C}_{0,3}\text{S}_{2,0}\text{H}_{7,0}\text{F}_{0,2}\text{O}_{3,5,2,3}$)_{609,9}, вмещающих флюидно-эксплозивные брекчиевые тела, с составом цемента оруденелой дунитовой брекчии ($\text{Si}_{8,6,7}\text{Ti}_{0,5}\text{Al}_{1,4,2}\text{Fe}_{1,9,9}^{3+}\text{Fe}_{1,9,7}^{2+}\text{Mn}_{0,7}\text{Mg}_{1,0,7,7} \cdot \text{Ca}_{5,4}\text{Na}_{2,4}\text{K}_{1,2}\text{P}_{0,1,4}\text{C}_{3,3}\text{S}_{1,4,4}\text{H}_{7,4,0}\text{F}_{1,2}\text{O}_{4,0,1,4}$)_{677,9}. Флюидно-эксплозивный процесс, как видно из такого сравнения, происходит по формуле



т.е. с привносом кальция (осадитель сульфидов), фтора, водорода, серы, с накоплением в подвижной форме и накоплением титана, алюминия, щелочей, окисного и закисного железа и марганца. Никель переходит из силикатной в сульфидную форму без существенного его привноса. Из породы интенсивно выносятся магний, хотя общее количество ионов породы несколько увеличивается. Приведенные данные дополняют материалы Д.В. Полферова [130], считающего, что при формировании медно-никелевых руд происходит привнос лишь серы и H_2O^+ .

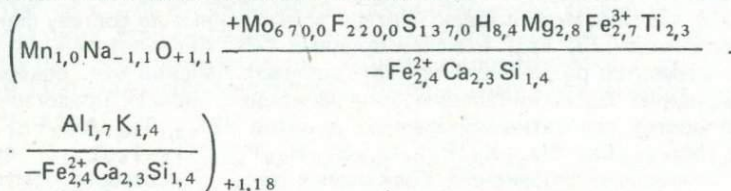
На золоторудной ФЭС баланс элементов флюидно-эксплозивного процесса вытекает из сравнения состава диабазовых порфиритов ($\text{Si}_{15,6,0}\text{Ti}_{1,7}\text{Al}_{5,4,2}\text{Fe}_{5,5}^{3+}\text{Fe}_{4,4}^{2+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{8,5}\text{Ca}_{1,4,2}\text{Na}_{2,3,0}\text{K}_{1,4,6}\text{H}_{9,2}\text{P}_{0,5}\text{S}_{0,1} \cdot \text{O}_{4,8,3,0}$)_{775,0}, вмещающих эксплозивное брекчиевое тело, с составом оруденелой окварцованной порфиритовой брекчии ($\text{Si}_{19,4,0}\text{Ti}_{1,5}\text{Al}_{4,5,0} \cdot \text{Fe}_{7,3}^{3+}\text{Fe}_{6,3}^{2+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{9,2,7}\text{Ca}_{1,4}\text{Na}_{2,0}\text{K}_{2,1,0}\text{H}_{3,0,3}\text{P}_{0,5}\text{S}_{0,1}\text{O}_{4,8,7,0}$)_{800,0}. Флюидно-

эксплозивный процесс, как видно из приведенной формулы,



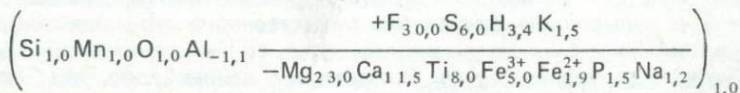
происходит с привносом водорода, с нахождением в подвижной форме и накоплением железа, калия и кремния и выносом из породы натрия, кальция, магния и алюминия за счет разложения полевых шпатов. Из микроэлементов вместе с кремнекислотой привносятся золото, медь и цинк.

На Булуктаевском молибдено-вольфрамовом месторождении период образования брекчиевой флюидно-эксплозивной структуры по времени близок к периоду ранней грейзенизации. Поэтому в первом приближении можно рассчитать баланс веществ, участвующих в флюидно-эксплозивном процессе, исследуя превращение гранитоидов состава $(\text{Si}_{158,0} \text{Ti}_{0,6} \text{Al}_{41,7} \cdot \text{Fe}_{2,3}^{3+} \text{Fe}_{1,2}^{2+} \text{Mn}_{0,2} \text{Mg}_{0,9} \text{Ca}_{1,6} \text{Na}_{16,2} \text{K}_{9,4} \text{S}_{0,1} \text{H}_{8,3} \text{F}_{0,01} \text{Mo}_{0,01} \text{O}_{404,1})_{644,6}$ в кварц-мусковит-полевошпатовый грейзен (наиболее раннеизмененную породу), имеющий состав $(\text{Si}_{117,0} \text{Ti}_{1,4} \text{Al}_{81,4} \text{Fe}_{6,3}^{3+} \text{Fe}_{0,5}^{2+} \text{Mn}_{0,2} \text{Mg}_{2,5} \text{Ca}_{0,7} \text{Na}_{14,4} \cdot \text{K}_{13,6} \text{S}_{13,7} \text{H}_{78,4} \text{Fe}_{2,2} \text{Mo}_{6,7} \text{O}_{425,5})_{764,5}$. При сравнении видно, что в флюидно-эксплозивном процессе участвуют летучие фтор, водород и сера. Из формулы флюидно-эксплозивного процесса



видно, что происходит привнос рудных компонентов и калия, в подвижной форме были такие инертные компоненты, как алюминий, титан и кремний. Последний, выщелачиваясь из зоны грейзенов, отлагался за их пределами.

На Шагайтз-Гольском редкометальном месторождении баланс веществ, участвующих в флюидно-эксплозивном процессе, в первом приближении можно представить при сравнении состава биотитовых гранитов $(\text{Si}_{204,0} \cdot \text{Ti}_{0,8} \text{Al}_{46,9} \text{Fe}_{0,5}^{3+} \text{Fe}_{5,6}^{2+} \text{Mn}_{0,1} \text{Mg}_{2,3} \text{Ca}_{4,6} \text{Na}_{17,0} \text{K}_{11,4} \text{H}_{12,7} \text{P}_{0,3} \text{S}_{0,01} \text{F}_{0,06} \text{O}_{523,0})_{829,0}$ с составом амазонитизированного цемента брекчии с преобладанием обломков биотитовых гранитов $(\text{Si}_{211,0} \text{Ti}_{0,1} \text{Al}_{42,6} \text{Fe}_{0,1}^{3+} \text{Fe}_{3,0}^{2+} \text{Mn}_{0,1} \text{Mg}_{0,1} \text{Ca}_{0,4} \cdot \text{Na}_{14,7} \text{K}_{21,7} \text{H}_{43,4} \text{P}_{0,2} \text{S}_{0,06} \text{F}_{1,8} \text{O}_{529,7})_{831,4}$. Из формулы флюидно-эксплозивного процесса



видно, что при его развитии характер привнос таких летучих, как фтор, сера и водород и щелочей (калий). Большинство других элементов выносятся, особенно магний и кальций.

На Тамирском редкометальном месторождении при флюидно-эксплозивном процессе среднезернистые биотитовые граниты состава $(\text{Si}_{189,0} \text{Ti}_{0,7} \cdot \text{Al}_{45,3} \text{Fe}_{0,9}^{3+} \text{Fe}_{2,8}^{2+} \text{Mn}_{0,1} \text{Mg}_{2,4} \text{Ca}_{2,3} \text{Na}_{22,8} \text{K}_{13,9} \text{F}_{0,01} \text{C}_{0,5} \text{Mo}_{0,01} \text{W}_{0,001} \text{Sn}_{0,01} \cdot \text{O}_{456,0})_{737,0}$ превращены в кварц-редкометальные грейзены состава $(\text{Si}_{180,0} \text{Ti}_{0,7} \text{Al}_{40,2} \text{Fe}_{2,8}^{3+} \text{Fe}_{2,8}^{2+} \text{Mn}_{0,1} \text{Mg}_{8,3} \text{Ca}_{0,9} \text{Na}_{1,6} \text{K}_{21,4} \text{F}_{1,3} \text{C}_{0,01} \text{Mo}_{8,05} \text{W}_{0,07} \cdot$

· $S_{0,026}O_{451,0} \cdot 711,0$. При этом происходили изменения, выражающиеся формулой:

$$\left(Ti_{1,0} Fe_{1,0}^{2+} Mn_{-1,0} Si_{-1,05} O_{-1,05} \frac{+F_{130,0} W_{7,0} Mo_{5,0} Mg_{3,5} Fe_{3,1}^{3+} Sn_{2,0} K_{-1,5}}{-C_{50,0} Na_{14,2} Ca_{2,6} Al_{1,11}} \right)_{-1,03}$$

Микрогранит-порфиры состава $(Si_{193,0} Ti_{0,4} Al_{40,7} Fe_{1,0}^{3+} Fe_{2,3}^{2+} Mn_{0,1} Mg_{1,6} \cdot Ca_{1,7} Na_{17,8} K_{6,8} F_{0,01} C_{0,3} Mo_{0,001} W_{0,001} Sn_{0,013} O_{443,0}) \cdot 709,0$ при превращении их в кварц-мусковитовые грейзены состава $(Si_{205,0} Ti_{1,3} Al_{13,1} Fe_{4,6}^{3+} \cdot Fe_{3,0}^{2+} Mn_{0,1} Mg_{2,0} Ca_{0,6} Na_{1,1} K_{15,3} F_{0,1} C_{0,01} Mo_{0,6} W_{0,013} Sn_{0,026} O_{450,0}) \cdot 697,0$ претерпели изменения по формуле:

$$\left(Si_{1,06} Mn_{1,0} O_{-1,02} \frac{+Mo_{600,0} W_{13,0} F_{10,0} Fe_{4,6}^{3+} Ti_{3,2} K_{2,2} Sn_{2,0} Fe_{1,3}^{2+}}{-C_{30,0} Na_{16,0} Al_{3,6} Ca_{2,8} Mg_{2,5}} \right)_{-1,02}$$

При сравнении формул процесса, проявленного на Тамирской ФЭС в различных породах, видна полная их аналогия (за исключением поведения магния и титана). Он протекал с привносом фтора и калия, являющихся главными летучими компонентами при образовании брекчиевого тела и грейзенов по его периферии, а также с привносом многих рудных компонентов.

Анализируя баланс веществ, участвующих в флюидно-эксплозивном процессе в различных ФЭС Саяно-Байкальской горной области, связанных как с базит-гипербазитовой, так и с гранитоидной магмой, видна его однотипность. Во всех случаях мы наблюдаем привнос одних и тех же летучих (фтор, водород, сера) и из щелочей — калия. Количество кремнекислоты, как правило, не изменяется. Кальций (в гранитоидных ФЭС) и магний (в базит-гипербазитовых ФЭС) обычно выносятся. В подвижной форме находятся многие инертные компоненты, в частности, титан и алюминий.

Наиболее вероятными составляющими флюида, формирующего кимберлитовые тела, по предположениям С.И. Костровицкого [73], являются водяной пар и двуокись углерода, на что указывает развитие в кимберлитах процессов серпентинизации и карбонатизации, а в оливинах из кимберлитовых трубок обнаруживаются пузырьковые включения, состоящие из чистой двуокиси углерода. Однако количественных расчетов баланса привноса-выноса веществ для этих структур не проводилось. А.М. Портнов [132] считает первичным водородно-метановый, а вторичным (окисленным) — углекислотный флюид, и если первый действует механически, то второй — химически.

Источник рудного вещества флюидно-эксплозивных структур

Приведенный фактический материал по флюидно-эксплозивным структурам связанных с различными типами магм, показывает, что рудообразование и структурообразование являются взаимосвязанными процессами. Эта тесная взаимосвязь наблюдается как в пространстве, так и во времени. Таким образом, выяснив вопрос об источниках оруденения, в какой-то мере возможно ответить и на вопрос об источнике вещества, приводящего к появлению рудоносности ФЭС.

В настоящее время существенную помощь в установлении конкретных источников оруденения оказывают изотопические исследования. Нами обобщен материал, полученный по изотопическому составу серы.

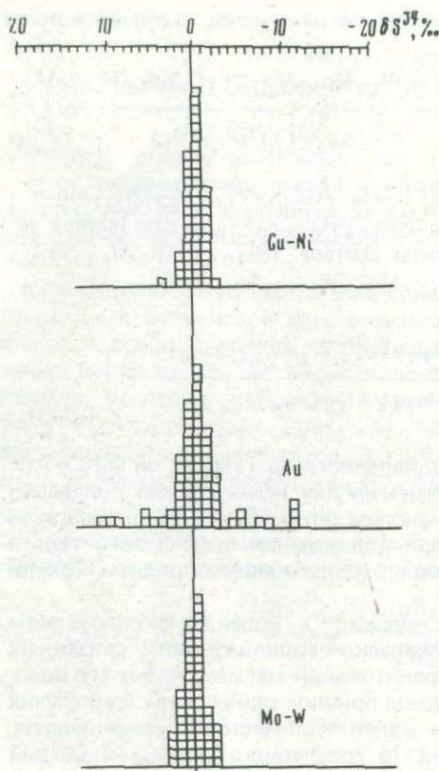


Рис. 46. Изотопный состав серы из медно-никелевых и редкометалльных ФЭС Саяно-Байкальской горной области [60]

При этом в выборку вошли преимущественно данные по забайкальским ФЭС, в частности, медно-никелевым, золоторудным и редкометалльным. Все анализы выполнены по однотипной методике, воспроизводимость с точностью $\pm 0,02\%$. Содержание $\delta^{34}\text{S}$ пересчитаны по отношению к троилитовой фазе метеорита "Сихотэ-Алинь" с $\delta^{32}\text{S}/\delta^{34}\text{S} = 22,22$.

Результаты изотопных анализов из ФЭС различных типов приведены на рис. 46. Из графика видно, что для всех рассматриваемых ФЭС значения изотопных отношений близки к значениям, характерным для метеоритного троилита. По существующим представлениям это свидетельствует об их первоначально ювенильной природе.

Однако известно, что рядом исследователей, изучавших изотопию серы во флюидно-эксплозивных структурах, получены данные

о ее полигенности, что может свидетельствовать о разноглубинности ее источника. Такие данные, полученные в частности В.А. Вахрушевым, Г.С. Риппом и М.Ш. Кавидадзе [19, 30] для Коршуновского и других железорудных месторождений Ангаро-Илима, показывают, что одним из источников сульфидной серы явились подстилающие породы кембрийского солеродного бассейна. Утяжеление изотопов серы характерно также для кимберлитовых трубок, что говорит о вовлечении в процесс серы из вмещающих пород. Обогащены тяжелым изотопом руды Норильска, где ФЭС прорывают ангидритовую и гипсоносную толщу. Причины такого фракционирования объяснены В.А. Гриненко [36]. Для Саяно-Байкальской горной области, на территории которой развиты главным образом кристаллические породы, изотопный состав серы более моногенный.

Наиболее четко глубинный источник серы фиксируется на Чайской медно-никелевой ФЭС, развитой в осевой части гипербазитовой интрузии. Формирование этой ФЭС и ее минерализации обуславливается более поздней интрузией габброидной магмы. Установлено [59, 60], что для этой ФЭС характерна исключительная однородность серы. Вариации ее изотопного состава, определенного в различных сульфидных фазах этого месторождения (Пирротин, пирит, халькопирит), не превышают значений от $+4$ до -3% , а в большинстве случаев лежат вблизи нулевых значений.

Относительно высокие вариации изотопного состава обнаруживаются у рудных ФЭС, в частности на Балее. Здесь выявлена четкая пространственная связь малосульфидной рудной минерализации с брекчиевыми

эксплозивными телами. Установлено, что сульфиды месторождения имеют различный генезис в связи с тем, что содержат как сравнительно утяжеленные, так и облегченные изотопы серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +11 до -12‰ ; однако аномальные значения единичны и основная масса анализов серы пирита — главного сопутствующего золоту минерала показывает гомогенный состав, приближающийся к метеоритному. Несколько больший разброс дают арсенопириты. Наличие экстремальных значений изотопного состава серы привело Л.И. Гриненко к выводу о том, что мантийные по своему характеру серусодержащие растворы отчасти смешивались с сульфатной серой вмещающих пород либо происходило экстрагирование некоторого количества утяжеленной серы, т.е. к разноточности источников оруденения на этом рудном поле. В то же время на других рудных ФЭС этого же региона, в частности на Дарасуне, изотопный состав серы более гомогенен и близок к метеоритному стандарту.

На редкометалльных ФЭС Саяно-Байкальской горной области, в частности на Булуктаевской и других, отмечается исключительно гомогенный состав изотопов серы. Его вариации, определенные в пиритах и других сульфидных породах, по данным Г.С. Риппа, весьма незначительны и колеблются в пределах от +2 до -3‰ . Подавляющее большинство изотопных отношений близко к значениям, характерным для метеоритного троилита (см. рис. 46).

Таким образом, данные изотопного состава серы рудных минералов многих флюидо-эксплозивных структур Саяно-Байкальской горной области не оставляют сомнения о глубинном подковом происхождении этого элемента. Об этом же свидетельствуют находки глубинных минералов [149] в брекчиях, обусловленных гранитоидной магмой. И поскольку минерализация изученных объектов тесно ассоциирует в пространстве и времени с флюидно-эксплозивными телами, можно прийти к выводу, что возникновение последних обусловлено глубинными процессами. Этот вывод подтверждается и приведенными данными радиологических исследований.

Термодинамические особенности флюидно-эксплозивных структур

С целью выяснения термодинамических условий формирования флюидно-эксплозивных структур и приуроченной к ним минерализации нами обобщены термобарогеохимические данные, полученные для ФЭС медно-никелевых, золоторудных и редкометалльных месторождений (табл. 5).

На Шахтаминском молибденовом месторождении формирование эксплозивного тела происходило в интраминерализационный период вслед за отложением продуктов ранней кварц-турмалиновой стадии. Эти ранне-рудные кварц-турмалиновые ассоциации с молибденитом I, микроклином, пиритом I и аксессуарным золотом, как показали исследования А.В. Пизнюр [129], формировались в температурном интервале $250\text{--}400^\circ\text{C}$ при давлении $750\text{--}950$ атм.

В период формирования брекчиевых эксплозивных тел за счет летучих компонентов, накапливающихся в апикальных частях магматического очага, создавалось высокое внутреннее давление флюидов, обусловивших эксплозивные явления и проложивших путь для подъема магмы, сформировавшей дайковую серию (лампрофиры и др.). Эти флюиды проникали в уже существовавшие ассоциации кварц-турмалиновой стадии и были зафиксированы в них в виде вторичных газовых и жидких (с галитом) включений. Наличие последних свидетельствует об отделении газов от растворов с высокой их концентрацией.

Таблица 5

Термодинамические условия формирования флюидно-эксплозивных структур Саяно-Байкальской горной области

ФЗС	Этапы формирования	Стадия минерализации	Цемент eksploзивных брекчий			Оруденение по периферии ФЗС		
			$T, ^\circ\text{C}$	P , кбар	$G:Ж:Тв$	$T, ^\circ\text{C}$	P , кбар	$G:Ж:Тв$
Медно-никелевые	Ранний (I)	Пирротин-пентландитовая	450—400*			390—375*		
	Поздний (II)	То же, с халькопиритом и сфалеритом				434—411 ^{2*}		
Золоторудные	Ранний (I)	Микроклиновая	580—550*			540—520*		
	Поздний (II)	Дорудная и ранняя рудная	410—330			420—320		
		Главная рудная	310—270			290—210		
		Поздняя рудная и пострудная	260—180			260—130		
Редкометалльные	Редкометалло-молибденовый	Редкометалло-молибденитовая и молибденитовая (эпимагматическая)				650—520 400—280	3,0—2,8 2,4—0,7	25:75
		Молибденитовая (гидротермальная)				300—220		
	Этап формирования eksploзивного тела		630—550	5,0—3,2	90:7:3	590—550	3,8—3,2	60:40
Редкометалльные	Вольфрамовый	Микроклиновая	380—280			500—420		
		Кварц-гюбнерит-шеелитовая	330—260	2,2—1,8	60:40	380—340	1,6—1,3	35:45:20
		Кварц-гюбнерит-сульфидная				330—270		
	Пострудный	Кварц-флюоритовая	220—160			200—130		
	Пострудный	Халцедоновидного кварца с флюоритом	180—120			150—100		

* Декрептометрический анализ.

^{2*} Расчетные данные М.Ф. Труневой по сосуществующим пирротину и пириту.

Примечание. Без звездочек — метод гомогенизации [72].

Температурный интервал формирования минеральных ассоциаций эксплозивных брекчий сужен пределами 360–375°С, а общее давление флюидов, под которыми находился передовой фронт эксплозивных газов, определяется величиной 2,3–2,55 кбар. Включения, по которым определено давление, были изучены в обломках кварца с турмалином. На эту эксплозивную брекчию было наложено молибденовое оруденение (кварц-молибденитовая стадия с пиритом II, халькопиритом I, шеелитом и минералами висмута). В конце кварц-молибденитовой стадии произошло некоторое снижение температуры (до 350°С) и давления (до 1,5 кбар). После формирования флюидно-эксплозивных тел наблюдалось подновление региональных тектонических разрывов, в возникающие трещины внедрились дайки и рудные жилы. Температурный интервал возникновения последних постепенно снижается вначале до 150–280°С [150, 151], затем в период отложения заключительной кварц-карбонатной стадии до 85–105°С, при давлении 1,2–1,5 кбар.

На Булуктаевском месторождении трубообразное эксплозивное брекчиевое тело возникло в раннерудный период вслед за проявлением редкометально-молибденового этапа. Пегматоидные (существенно альбит-микроклиновые) прожилки этого этапа, развитые преимущественно в зоне экзо- и эндоконтакта аляскитов, имеют температурный интервал формирования 450–650°С, а образующиеся вслед за этим зоны грейзенов — 390–480°С. В этом же диапазоне температур возникает эпимагматическая вкрапленность молибденита [72].

В молибденитовую гидротермальную стадию, характеризующуюся отложением основной массы молибденита и непосредственно предшествующую формированию трубчатого тела, температура постепенно снижается до 280–400°С. Зафиксированное давление в этот период составляет 1,1–1,4 кбар. Этап заканчивается внедрением кварц-пиритовых прожилков с температурой образования 200–280°С.

По окончании редкометально-молибденового этапа начинается повышение температуры и давления флюидов, обусловивших эксплозивные явления и формирование трубчатого тела брекчий. Как показало специальное изучение эксплозивных брекчий, выполненное по нашей коллекции М.И.Швадусом, в кварце цемента распространены преимущественно вторичные включения пяти типов (см. табл. 5).

Наиболее высокотемпературными являются газовые включения с небольшим количеством жидкости (I тип), слагающие около 10% всех включений. Соотношение фаз газ: жидкость в них примерно составляет 75–95:25–5. Гомогенизация их происходит в газовую фазу при температурах 550–615°С.

II тип включений представлен также существенно газовыми с небольшим количеством жидкой фазы и кристалликами галита. Их также содержится около 10% всех видимых включений. Соотношения газовой, жидкой и твердой фаз в них равны 75–90:5–7:20–3. Гомогенизация их происходит в газовую фазу при температурах 490–625°С.

Несколько реже предыдущих (около 5%) встречаются только газовые “сухие” включения (II тип), беспорядочно расположенные во вмещающем кварце.

Более низкотемпературными являются газово-жидкие включения, составляющие около 10% всех включений (IV тип). Соотношение фаз газ: жидкость в них составляет 25–40:75–60. Гомогенизация их осуществляется в жидкую фазу в интервале температур 230–410°.

Около 5% включений представляют газовые с небольшим количеством жидкости и углекислотой (V тип). Полная гомогенизация их осу-

ществляется при температурах 400–460°С. Приблизительная плотность углекислоты в них определяется цифрой 1,05–1,10, а общее давление флюидов достигает величины 5 кбар.

Главенствующее распространение (60%) имеют газово-жидкие включения с кристалликами соли (VI тип). Соотношение газовой, жидкой и твердой фаз в них ориентировочно составляет 30–35:40–45:20–30. Соль по оптическим константам соответствует галиту. Для этого типа включений характерна двойная гомогенизация: температура растворения газа в жидкости 190–250°С, а температура растворения соли в жидкости — 550–590°С. Общее давление флюидов в момент консервации включений составляет 3,2–4,8 кбар.

Таким образом, фиксируется резкое увеличение давления и температуры в момент проявления флюидно-эксплозивной деятельности.

После завершения на месторождении эксплозивных процессов происходит отложение вольфрамовой минерализации. Микроклиновые и кварц-редкометалльно-микроклиновые прожилки, предшествующие проявлению вольфрамового этапа, имеют различную температуру образования в монцонитоидах (390–250°С) и темноцветной брекчии трубчатого тела (420–380°С). Обусловившие главную массу вольфрамового оруденения кварцевые жилки с гюбнеритом, шеелитом и другими минералами в монцонитоидах обнаруживают гомогенизацию включений при температуре 380–280°С, тогда как в кварцевых прожилках трубчатого тела температуры более высокие — 420–340°С. Включения в кварце кварц-гюбнерит-сульфидной стадии в монцонитоидах гомогенизируются при 330–260°С, а в кварце из трубчатого тела — при 360–270°С. Общее давление флюидов в вольфрамовый этап минерализации снижается, по сравнению с эксплозивным, примерно втрое (до 1,3–1,6 кбар).

Таким образом, в пределах Булуктаевской ФЭС подмечается весьма интересная особенность распределения температурного поля в период проявления постэксплозивного вольфрамового этапа. Как впервые установлено Я.А. Косалом и А.Н.Дмитриевой [72], практически для всех стадий этого этапа температуры в брекчиевом эксплозивном теле на 10–40° выше, чем в тех же образованиях в околотрубочной брекчии и в жилах, удаленных от трубчатого тела. Эти данные убедительно свидетельствуют в пользу того, что "трубка" в период рудообразования служила не только рудовмещающей, но растворовыводящей структурой, через которую происходило распределение и инфильтрация растворов в окружающие трещинные полости.

При изучении газово-жидких включений в минералах медьсодержащих брекчий трубок, развитых в гранитах, Е. Саукин [223] показал, что газово-жидкие включения в халькопирите дают температуру декрепитации 326–364°С, водные растворы в них имеют солёность 12–23 вес. экв.%. Более поздний шеелит образуется при 311–319°С при той же солёности. Непромышленная минерализация имеет более низкий интервал температур (290–326°С). Рудообразующие растворы при этом содержали в основном ювенильную воду.

Распределение естественных радиоактивных элементов в флюидно-эксплозивных структурах

Многие полезные ископаемые, такие, как золото, редкие металлы, алмазы и другие, на месторождениях с наличием ФЭС зачастую не создают концентраций, влияющих на физические поля: магнитное, гравитационное, тепловое, электростатическое и т.д. Поэтому для выявления и оконтури-

вания данного типа руд возможно использовать лишь косвенные методы, которые базируются на прямых или обратных корреляционных зависимостях между содержаниями искоемых полезных ископаемых и аномалиями физических полей. Как установлено во многих районах, в том числе и в Забайкалье, образование месторождений редких, рассеянных и благородных металлов происходит на фоне заметного перераспределения кларковых содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) — U, Th и K. Уран, торий и калий оказались очень подходящими для практического использования, так как они относятся к трем различным группам системы Д.И. Менделеева и обладают контрастными химическими свойствами [86].

Изучение распределения ЕРЭ в флюидно-эксплозивных структурах произведено нами с целью установления по Th : U отношению положения их в ряду различных пород и определения возможностей их поисков гамма-спектрометрическим методом. Для этого нами произведены измерения содержания естественных радиоактивных элементов и приведены в систему данных по их распределению в ФЭС, связанных с ультраосновной, основной и с гранитоидной магмой.

Анализу подвергался тщательно очищенный от обломочной части цементирующий брекчию материал, а в случае невозможности выделения цемента — мелкообломочная брекчия. Анализы выполнены в Лаборатории ядерно-физических методов ГИНА БФ СО АН СССР под руководством А.М. Гофмана. Достигнутые пороги чувствительности в определении U (по радио), Th и K составляют соответственно $0,4 \times 10^{-4}$, $0,6 \times 10^{-4}$ и 0,1% (время измерения 60 мин, вес пробы 500 г).

Распределению естественных радиоактивных элементов в ФЭС Сибирской платформы, возникших в связи с ультраосновным и базальтоидным (трапповым) магматизмом, в том числе и в кимберлитовых трубках, посвящены многочисленные исследования А.П. Акимова, Г.С. Семенова и Б.Л. Лутца [91, 124, 134]. Им удалось выявить различия в содержании ЕРЭ в алмазоносных и неалмазоносных кимберлитах. Установлена четкая закономерность накопления калия и тория в приконтактных частях тех кимберлитовых трубок, центральная часть которых выполнена базальтоидами (рис. 47). Наши данные по распределению естественных радиоактивных элементов в ФЭС ультраосновной магмы, полученные на примере алмазоносной трубки "Мир", совпадают с результатами этих исследований. Анализу подвергались светло-зеленые и голубовато-зеленые разновидности кимберлитов из центральных частей трубчатого тела (I и II этапов внедрения). Неалмазоносные кимберлиты отобраны из трубок того же района. Выяснено, что алмазоносные кимберлиты по сравнению с вмещающими известняками ордовика и гипербазитами содержат высокие количества всех естественных радиоактивных элементов. При этом Th : U отношение для них колеблется в пределах 1,25—3,43 (в среднем 2,9). В то же время по количеству Th и Th : U отношению неалмазоносные кимберлиты втрое превосходят алмазоносные (табл. 6).

Брекчи железорудной Коршуновской ФЭС, связанной с трапповым магматизмом, имеют близкие к алмазоносным кимберлитам содержания U, Th и K. Близко и Th : U отношение (см. табл. 6). При этом наблюдается резкое отличие оруденелых брекчий от алевролитов и песчаников тунгусской серии, в которых не обнаружено калия, и траппов, резко обедненных торием и ураном.

На Чайской медно-никелевой ФЭС контрастности в распределении ЕРЭ в рудных телах по отношению к вмещающим гипербазитам не выявлено. Ее оруденелая брекчия содержит малые количества урана, тория и калия,

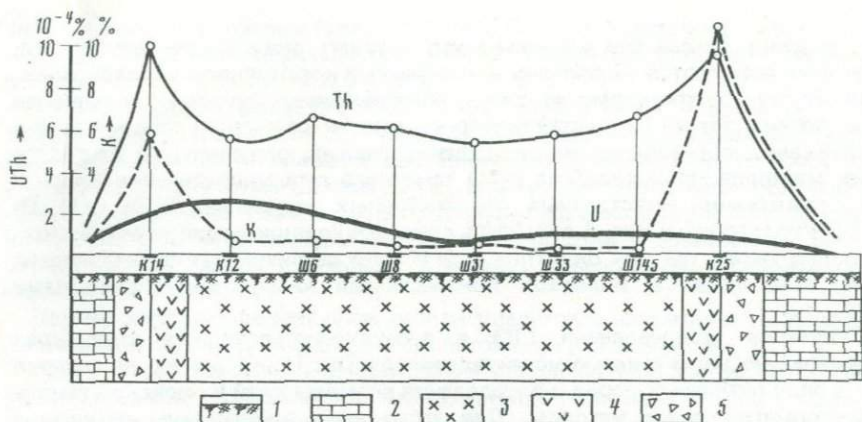


Рис. 47. Характер распределения U, Th и K в кимберлитовых трубках [134]

1 — элювий; 2 — известняки ордовика; 3 — базальтоидный кимберлит; 4 — окисленный кимберлит; 5 — кимберлитовая брекчия

но при этом $Th : U$ отношение в среднем выдерживается почти таким же, как и у алмазных кимберлитов. Во вмещающих же гипербазитах и габброидах при существующем пороге чувствительности урана и тория не зафиксировано. В габброидах зафиксированы лишь незначительные количества калия. Следовательно, для выявления медно-никелевого оруденения внутри массивов гипербазитов этот метод непригоден. В то же время гипербазиты (и руды) резко отличаются от окружающих конгломератов, обладающих относительно высокими содержаниями естественных радиоактивных элементов.

Флюидно-эксплозивные структуры гранитоидной магмы (золоторудные, редкометальные) всегда отличаются по содержанию ЕРЭ от вмещающих пород.

Анализ распределения ЕРЭ на золоторудной ФЭС показал, что брекчия рудной трубки обогащена ураном и торием и содержит больше калия по сравнению с безрудными брекчиями I этапа и особенно с вмещающими породами (см. табл. 6; рис. 48). В полукольцевых кварцевожильных телах дорудной стадии наблюдается резкое снижение содержаний этих элементов. По торий-урановому отношению ($Th : U = 2,1$) золоторудные брекчии близки к кимберлитовым образованиям с некоторым смещением в сторону крана, а для безрудных брекчий это отношение резко снижается.

Анализ поведения ЕРО на Булуктаевской редкометальной ФЭС показал четкую закономерность в их распределении. Индикаторным элементом является калий, отчетливое накопление которого наблюдается в кольцевой зоне мусковитизированных и оруденелых монцонитовых брекчий, окружающих трубку, сложенную темноцветными полимиктовыми брекчиями. Над самой трубкой его количество резко снижается (в 3,4 раза), а в неизмененных монцонитоидах и прилегающих к ним аляскитах оно примерно вдвое меньше, чем оруденелых монцонитоидных брекчий (рис. 49, см. табл. 6). Торий-урановое отношение для трубки втрое меньше, чем для вмещающих гранитоидов, и приближается к таковому для мантийских пород (базальтоидов), что отмечается и по данным других исследователей [124].

Нами охарактеризована (рис. 50) общая картина распределения ЕРЭ в рудно-эксплозивных сооружениях. Для построения графика использо-

Таблица 6

Кларки радиоактивных элементов в ФЭС

Порода	Число проб	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th:U	n · 10 ⁻⁴	
						Th:K	U:K
Кимберлитовые							
Алмазонасные кимберлиты (трубка "Мир")	8	2,05	6,11	0,90	2,9	6,7	2,2
Неалмазонасные кимберлиты	9	3,81	20,10	0,91	5,2	22,0	4,1
Вмещающие известняки ордовика	6	1,00	0,60	0,06	0,6	10,0	16,7
Интрузивные гипербазиты	18	0,06	0,12	0,10	2,0	1,2	0,6
Железорудные (Коршуневские)							
Оруденелые брекчии	7	2,17	7,07	0,54	3,2	13,0	4,0
Вмещающие алевриты и песчаники тунгусской серии	8	0,37	2,23	Не обн.	6,0	—	—
Траппы	45	0,85	1,00	0,40	1,1	2,5	2,1
Никеленозные (Чайская)							
Оруденелая брекчия	23	0,06	0,16	0,11	2,7	1,5	0,5
Габбро (рудонасное)	22	Не обн.	Не обн.	0,06	—	—	—
Дуниты	63	не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—
Полимиктовые конгломераты верхнего протерозоя	12	0,81	1,77	0,58	2,2	3,1	1,4
Золоторудные							
Безрудные брекчии	8	2,61	3,08	3,61	1,1	0,8	0,7
Рудные брекчии	10	4,04	8,34	2,76	2,1	3,0	1,5
Дорудные кварцевые жилы	4	0,74	0,34	0,12	0,4	2,8	6,1
Вмещающие порфириды	15	1,14	3,16	3,56	2,7	0,9	0,3
Молибден-вольфрамовые (Булукутская)							
Полимиктовая брекчия трубки	24	3,20	4,15	1,88	1,3	2,2	1,7
Монцитонитовая оруденелая брекчия кольцевой зоны	18	3,44	11,77	5,67	3,4	2,1	0,6
Монцитониты неизменные	12	3,58	19,83	3,52	5,5	5,6	1,0
Граниты аляскиновые	10	9,00	28,60	3,34	3,2	8,7	2,7
Молибденовые (Тамирская и др.)							
Оруденелая брекчия	12	3,85	4,95	1,45	1,3	3,4	2,6
Молибденоносный кварц жильный	2	2,20	8,95	1,25	4,1	7,2	1,8
Вмещающие биотитовые граниты	10	2,80	18,70	2,30	6,7	8,1	1,2

ваны данные Б.Г. Лутца [91] по торий-урановым отношениям в магмах глубинного генезиса и мантийном субстрате и наши данные, полученные по алмазонасным, никеленосным, золоторудным и редкометальным ФЭС. Из графика видно, что минимальные количества урана и тория содержат альпинотипные гипербазиты. Несколько выше их содержание в шпинелевых лерцолитах, гранитовых перидотитах и мантийных эклогитах, фигуративные точки которых совпадают со средним хондритом. Все поры мантийного субстрата имеют отношение $Th : U = 2-4$.

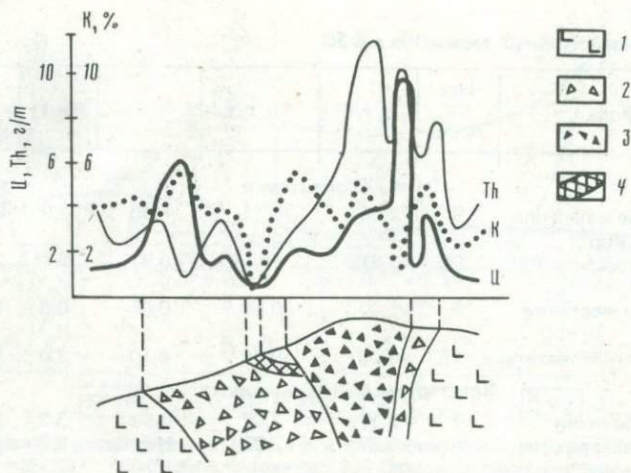


Рис. 48. Распределение естественных радиоактивных элементов на золоторудной ФЭС
1 — вмещающие палеозойские плагиопорфиры; 2 — полимиктовые брекчии "дорудной" трубки; 3 — окварцованные брекчии "рудной трубки"; 4 — кварцевожильные тела дорудной стадии

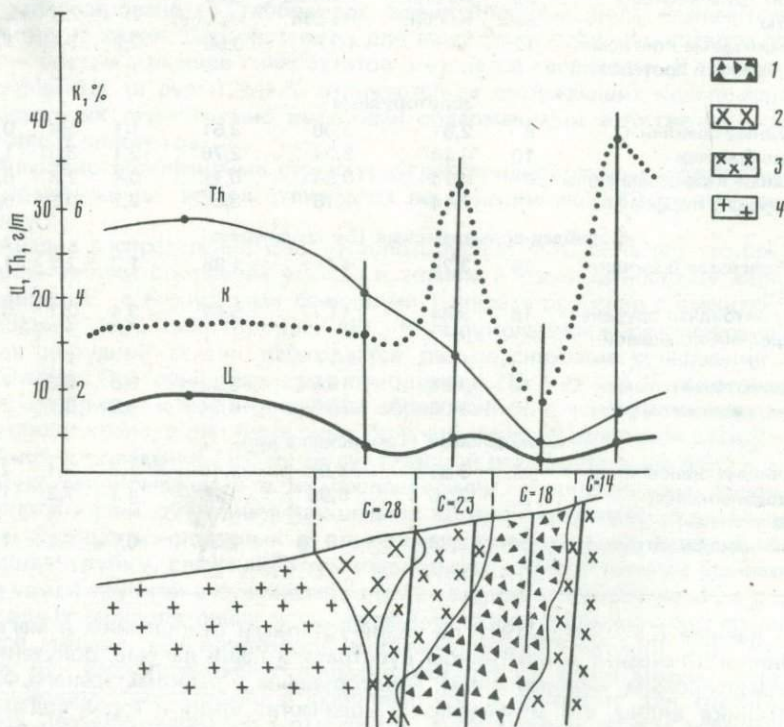


Рис. 49. Распределение естественных радиоактивных элементов на Булуктаевской ФЭС
1 — полимиктовая брекчия; 2 — монзонитоиды неизмененные; 3 — мусковитизированная и оруденелая монзонитоидная брекчия; 4 — аляскиты

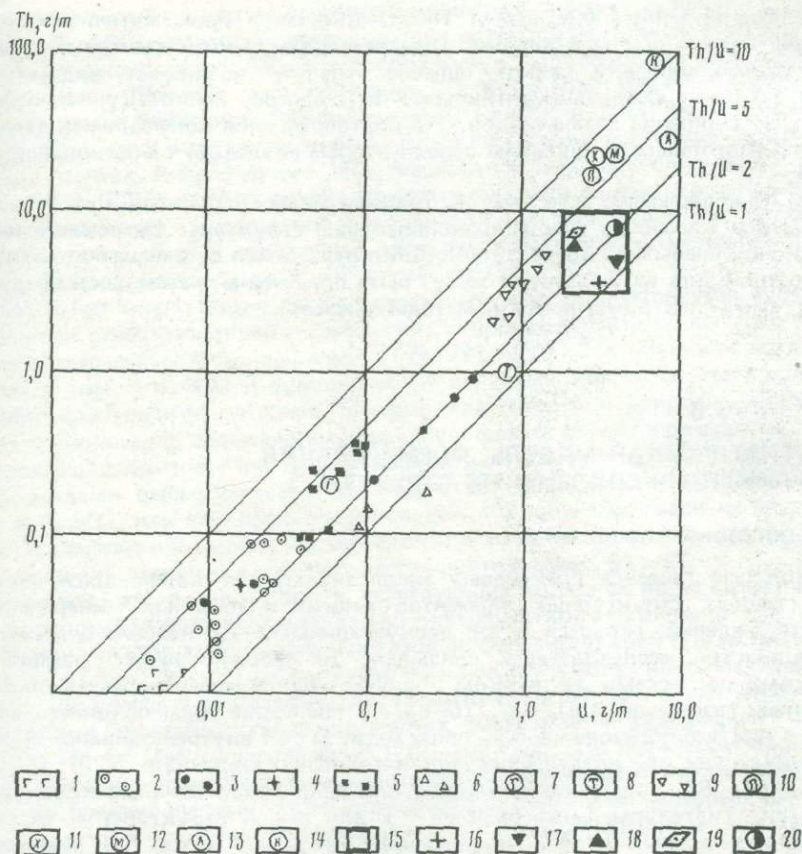


Рис. 50. Торий-урановые отношения в горных породах ФЭС (по [134] с дополнениями автора)

1 — альпинотипные гипербазиты; 2 — шпинелевые перцолиты; 3 — гранатовые перцолиты; 4 — средний хондрит; 5 — эклогиты; 6 — океанические толеиты; 7 — гипербазиты Сибирской платформы; 8 — траппы; 9 — щелочные оливиновые базальты; 10 — граниты биотитовые; 11 — граниты субщелочные; 12 — монзониты; 13 — аляскиты; 14 — карбонатиты; 15 — область развития флюидно-эксплозивных структур; 16 — вольфрамоносные ФЭС; 17 — молибденоносные ФЭС; 18 — алмазоносные ФЭС (кимберлиты); 19 — железорудные ФЭС; 20 — золоторудные ФЭС

По сравнению с гипербазитами в щелочных оливиновых базальтах содержание ЕРЭ увеличивается на порядок, но отношение $Th : U$ остается прежним. Максимальные количества U и Th присущи гранитоидам Забайкалья, вмещающим ФЭС с рудной и редкометальной минерализацией. В них четко наблюдается смещение торий-уранового отношения в пользу тория при общей величине $Th : U$ отношения 3,2–6,7. Брекчиевые ФЭС занимают на графике вполне определенное положение, аномальное по отношению к материнским и вмещающим породам.

Анализ полученных данных (см. табл. 6, рис. 50) позволил сделать следующие выводы.

1. По общим количествам урана и тория алмазоносные, железорудные, золоторудные и редкометальные ФЭС близки друг другу.

2. Все изученные ФЭС имеют $Th : U$ отношение, промежуточное между базальтоидами и гранитоидами. Иными словами, кимберлитовые, железозолоторудные и редкометалльные "трубки" возникают, видимо, за счет глубоких (верхнемантийных?) источников, поскольку наследуют $Th : U$ отношение базальтоидов. Это подтверждается полученными данными по изотопным отношениям серы, которые совпадают с соотношениями ЕРЭ.

3. По содержанию естественных радиоактивных элементов и их отношениям все изученные флюидно-эксплозивные структуры (за исключением медно-никелевых в гипербазитах) резко отличаются от вмещающих пород и поэтому для их выявления могут быть применены наземные и воздушные гамма-спектрометрические методы поисков.

Глава 5

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Вопросы генезиса брекчиевых eksploзивных тел, являющихся одним из главных структурных элементов многих эндогенных минеральных месторождений, остаются остро дискуссионными. До недавнего времени большинство исследователей связывало их формирование с вулканическими процессами, во всяком случае с одной из его форм — вулканическими газовыми взрывами [75—83]. В последние годы появилось мнение о том, что образование ФЭС происходит за счет внутренних напряжений, возникающих при воздействии гидротермальных растворов [222]. Л.Бринер [194, 195] предложил для пород, слагающих eksploзивные структуры, термин "гидротермальная брекчия", а для самой структуры — термин "гидротермальный шток", "гидротермальная дайка" и т.д. Для подобных по генезису образований, созданных при участии процессов обрушения, им применяется понятие "гидротермальная брекчия обрушения". Термины Л. Бринера, отображающие сущность процессов, недостаточно ясно показывают с чем мы имеем дело — с eksploзивным ли брекчиевым телом или с брекчированным жильным гидротермальным материалом. Не лучше в этом отношении и понятие "флюидогенное месторождение", используемое Л.В. Эйришем [183], хотя оно не менее правомерно, чем понятие Л.Бринера. Д.Г.Бриант [192, 193] предлагает флюидизированный материал, участвующий в образовании флюидно-эксплозивных брекчий, именовать "рудной магмой". Однако, строго говоря, eksploзивная брекчия не всегда бывает минерализована настолько, чтобы ее можно было именовать рудной (тем более магмой). При развитии рудоносных грейзенов такие месторождения относят к трубообразным грейзеновым [141]. При изучении кимберлитовых тел В.И. Михеенко [104] и В.В. Павлинов [125] пришли к выводу, что они являются брекчиевыми магматическими диапирами; К.Н. Никишев [116] рассматривает формирование кимберлитовых тел с позиций кимберлитового вещества в виде флюидизированной "магматической каши", а создание трубчатых полостей связано с двумя сопряженными процессами: активным механическим воздействием на вмещающие породы и взрывными явлениями в апикальной части поднимающейся магматической колонны.

Наряду с признанием эндогенного характера причин, приводящих к появлению ФЭС, некоторые исследователи остаются на позициях их экзогенного происхождения. Так, трубообразные и жилоподобные тела минерализованных брекчий месторождения "Центральное" Нерчинско-Заводской группы в Восточном Забайкалье М.А. Свирский [143] считает брекчиями обрушения карстовых пустот. Близкого мнения на генезис железорудных трубок Ангара-Илима придерживаются Е.П. Бессолицын [8] и Р. Стэнтон [229] на образование структуры провала Альберта в Канаде. Японские геологи рассматриваемые образования принимают за "пятна" конгломератов даже в том случае, если они залегают в интрузивных породах и сопровождаются дайками того же состава [176].

ФЭС имеет много общих черт с поверхностными эксплозивными вулканическими образованиями — жерлами, сопровождаемыми эксгальционными минеральными скоплениями [139, 221, 238]. Это общность заключается в том, что ФЭС и вулканические аппараты, как показывает изложенный фактический материал, обусловлены магмой — природным силикатным расплавом, содержащим флюидную фазу и то или иное количество рудных компонентов. При вулканической деятельности проявляющимися эксплозивными высвобождается пространство. Поверхностные эксплозивные выбросы, как нам представляется [42, 43] являются главным фактором формирования многих магматических камер так называемых трещинных интрузий. Динамика этого процесса понятна из рис. 51 и 52.

Известно, что в современных действующих вулканах происходят процессы рудоотложения, особенно за счет поверхностной эксгальциации.

Из конденсаторов фумарольных газов за счет эксгальций при активном участии фтора [101] и минерализованных вод отлагаются крупные залежи самородной серы, а на удалении 5—7 км и более от действующих вулканов, в областях разгрузки гидротермальных растворов — сульфидная (Hg, Sb, Zn, Pb, As, Mo) минерализация [107, 108, 120]. По периферии формирующегося вулкана может происходить образование паразитических закрытых тел брекчированных пород с рудными скоплениями, которые при их денудации могут интерпретироваться как минерализованные флюидно-эксплозивные структуры.

С.И. Набоко [107, 108] при исследовании андезитовых лав вулканов Шевелуч и Ключевского получила интересные данные о выносе меди вместе с галогенными газами, имеющими в момент излияния температуру 1170°С. Ее содержание в некоторых возгонах достигало 60%, т.е. концентрация по сравнению с лавой увеличилась в 6000 раз. Андезитовая лава вулкана Шевелуч была обогащена ванадием, содержание которого в некоторых возгонах увеличивалось в 1200 раз! (до 12%). В процессе же остывания лав содержания рудных компонентов в эксгальциях резко сокращались и они часто не улавливались даже в следах. Поэтому С.И. Набоко пришла к выводу, что рудообразующий процесс порождается не извергнутой на поверхность лавой или пирокластикой, а, как и сам вулканизм, глубинными флюидами.

Как следует из изложенного фактического материала, ФЭС формируются на различных глубинах — от больших, захватывающих гипабиссальные области, до малых (субвулканических). Для большинства случаев даже в субвулканических условиях устанавливается закрытый (подземный) характер ФЭС. От куполовидных окончаний последних часто отходят минерализованные трещины, наблюдается разветвление тупо оканчивающихся куполов и т.д. Часто прямой связи с поверхностью не имеют ни сами флюидно-эксплозивные структуры, ни материнские для них интрузии.

На глубине ФЭС выклиниваются (суживаются, переходят в дайки или

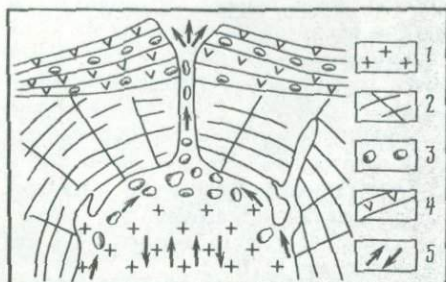


Рис. 51. Схема формирования магматических камер трещинных интрузий [43]
1 — расплав, заполняющий магматическую камеру; 2 — вмещающие породы и трещины в них; 3 — выносимые магмой обломки вмещающих пород (ксенолиты), шлаки, пемза; 4 — лавы, туфы, игнимбриты; 5 — направление движения магмы

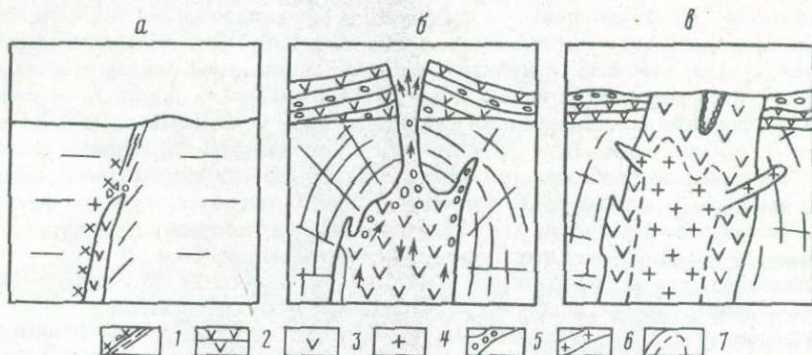


Рис. 52. Общая последовательность этапов формирования интрузивных тел вулканоплутонических комплексов [43]: а — внедрение по трещине; б — расширение камеры; в — взаимоотношение пород после становления интрузива и его денудации
1 — трещиноватость и брекчирование во вмещающих породах; 2 — лавы, туфы, игнимбриты; 3-4 — фазы интрузива: 3 — ранние, 4 — поздние; 5-6 — дайки: 5 — брекчиевые, 6 — магматические; 7 — границы между геологическими телами и фазами пород

небрекчированные породы), т.е. они представляют собой бескорневые тела. При большой протяженности ФЭС на глубину вмещающие породы характеризуются слабой нарушенностью, хотя и имеют с ними отчетливо рвущие контакты. В их экзоконтактах (в пределах мульдобразных прогибов) обычно распространены зоны периферических брекчий, мощность которых обычно находится в прямой зависимости от диаметра ФЭС, а также локальные сингенетические, радиальные и концентрические разрывы. За пределами периферических брекчий они быстро затухают и бывают обычно залечены наиболее ранними гидротермальными образованиями. Вулканические же взрывы, происходящие на глубине всего нескольких сот метров, обычно сопровождаются крупными радиальными расколами земной коры [34]. При километровой или близкой к ней глубине ФЭС сопровождающие их радиальные расколы должны быть еще более мощными, но этого не наблюдается даже при детальном геологическом картировании. На основании экспериментальных и фактических данных известно, что, диаметр взрывных воронок должен увеличиваться с глубиной (рис. 53, 54). Для большинства же ФЭС характерна столбообразная (на определенном интервале) форма, обусловленная цилиндрическими трещинами отрыва, либо воронкообразная за счет центриклинально ориентированных трещин, либо резкое сужение канала уже на незначительной глубине и сопряжение на глубине с дайками; камеры же взрыва нигде не обнаруживаются.

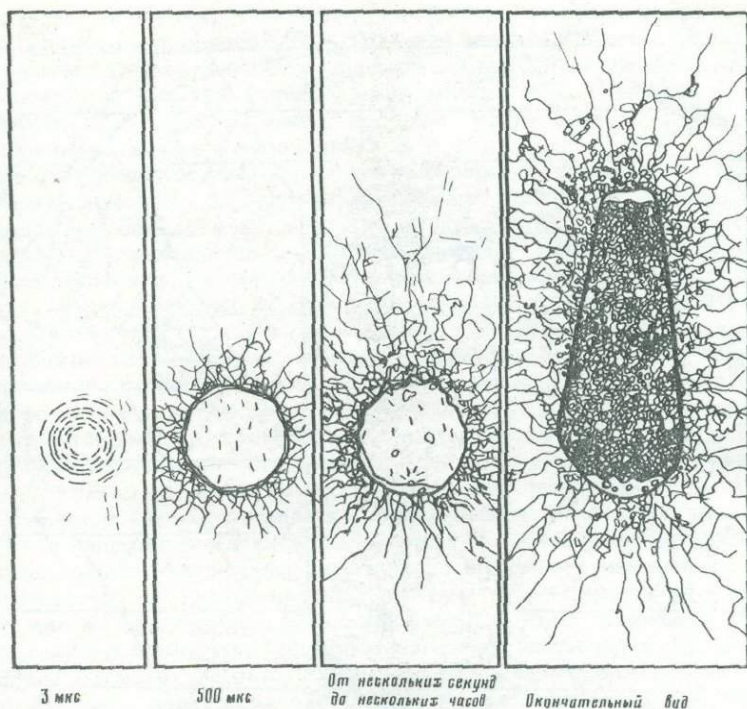


Рис. 53. Развитие во времени и пространстве атомного взрыва [209]

Эти данные свидетельствуют о специфических динамических условиях проявления флюидно-эксплозивной деятельности при формировании ФЭС.

С.И. Костровицкий [73] и Б.М. Владимиров [74], разделяющие точку зрения вулканогенного происхождения кимберлитовых трубок, показали, что постепенное сужение трубчатых сооружений на глубину, а значит, отсутствие достаточной по энергоемкости камеры взрыва не позволяет трактовать их образование в результате взрывов спутниковых очагов. Эти авторы пришли к правильному, на наш взгляд, выводу о том, что образование трубчатых сооружений было растянуто во времени и происходило в результате многократного повторения взрывов (?), фронт которых постепенно передвигался к поверхности. Проявление газами взрывной деятельности, по их мнению, возможно двумя способами: 1) скачкообразным адиабатическим расширением в результате быстрого снятия давления с системы расплав-газ и 2) образованием выделяющейся газовой фазы из бинарных систем, химическое воздействие между которыми характеризуется целным механизмом взрыва.

У многих брекчиевых тел с интрузивным цементом (I и II типы ФЭС) (ртутоносные структуры Закарпатья, золотоносные, кимберлитовые Якутии и др.) видны следы термального воздействия на обломки брекчии. Это говорит о том, что интрузивные породы вряд ли были в магматически расплавленном состоянии. Если учесть, что температура кристаллизации интрузивных пород велика и равна, по И. Фогту, для дунита 1500–1600, перидотита 1400, габбро 1250, диорита 1200, гранита

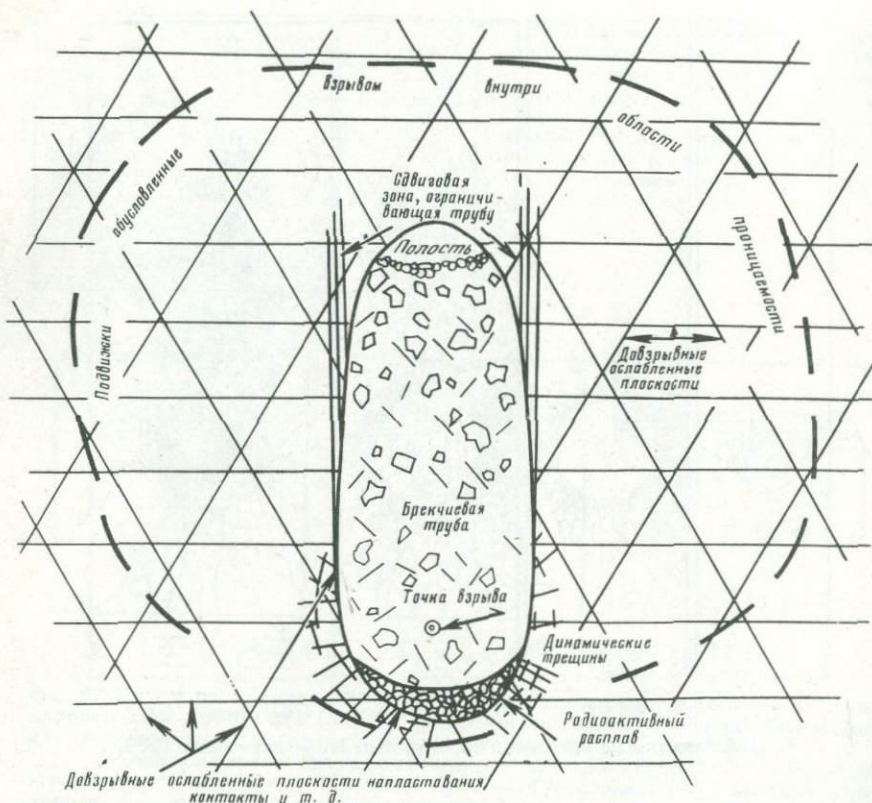


Рис. 54. Строение брекчиевой трубы, образующейся при атомном взрыве [209]

1000° С, то интрузивная порода, цементирующая обломки в ФЭС, будучи в расплавленном состоянии, непременно произвела бы термальное воздействие на обломки. Повторяя опыты В.Н. Михеенко и Н.И. Ненашева, мы производили нагревание брекчии с обломками разнообразных пород, находящихся в магматическом цементе, до температуры 800–900° С в муфельной печи. За продолжительное время (1–3 ч) при этой температуре брекчиевые обломки и минералы значительной темнели по периферии, а контуры их за счет идущих процессов перекристаллизации становились расплывчатыми. Такие явления наблюдались в опытах с кимберлитами трубки "Мир", брекчиями гнейсов, скрепленных амазонитовыми гранитами (Шагайтэ-Гольская ФЭС) и др. Известны природные примеры ассоциации кимберлитов и известняков, у которых отсутствуют следы термального воздействия, в то время как при соприкосновении кимберлита с дайкой долеритов изменяется как он сам (перекристаллизация), так и известняки (мраморизация). Объяснить отсутствие метаморфизма обломков во внутренних частях ФЭС быстрыми, почти мгновенными остываниями взрывных продуктов после гипотетического взрыва трудно.

У большинства ФЭС при закрытом характере развития четко проявлены процессы обрушения, за счет чего, как мы видели, их брекчия в значительной мере бывает сложена обломками вышележащих пород. Наблюдается также беспорядочное перемешивание, когда вышележащие породы

опускаются на глубину в несколько сот метров, а нижележащие, наоборот, поднимаются далеко вверх. При этом для многих ФЭС отмечаются следы флюидального течения в мелкообломочном материале цемента. Намечается совпадение времени формирования многих ФЭС с начальной стадией пневматолито-гидротермального процесса. Часто флюидно-эксплозивные брекчии образуются в интравулканном этапе.

Все перечисленное показывает, что ФЭС образуются за счет своеобразных постмагматических флюидно-эксплозивных процессов, типичных для специализированных интрузий. Эти процессы тесным образом связаны с пневматолито-гидротермальной деятельностью, метасоматозом и минералообразованием. По мнению П.Ф. Иванкина [56, 58], брекчиеобразование, хотя и происходит за счет взрывов постмагматических продуктов, является по существу таким же интрузивным процессом, как и взрывной вулканизм и сопровождается качественно теми же явлениями, только в условиях отсутствия связи с поверхностью. Флюидно-эксплозивные процессы происходят на энергетически выгодных для саморазвивающегося потока газово-жидких растворов горизонтах. Возникшие за счет подземных взрывов брекчии являются промежуточными породами между обычными вулканокластическими и гипабиссальными образованиями.

Глубинные магмы, попадая в условия небольших глубин, приобретают свойства перегретых и пересыщенных летучими компонентами жидкостей. Быстрое выделение энергии, связанное с внезапным изменением состояния вещества физико-химической системы за счет кессонного эффекта, приводит к подземному взрывному развитию флюидной системы, на механизме проявления которого мы остановимся ниже. Простое перемещение магмы с высокого на более низкие термодинамические уровни внешней среды ведет к появлению в ней избыточного давления (избыточной энергии), что неизбежно придает ей черты системы открытого типа. Этому способствует широкое проявление тектонических зон в верхних структурных этажах земной коры, к которым приурочены ФЭС. В гипабиссальной зоне энергия флюидов глубинной магмы может расходоваться на раздробление определенного объема пород, на механическое перемещение масс, дальнейшие фазовые превращения магмы и минералообразование. Исходная энергия флюидов составляет лишь часть общей энергии магмы.

Подсчитать энергию, затраченную на формирование конкретной ФЭС, трудно, так как едва ли можно учесть ее факторы. В первом приближении можно принять схемы расчетов, используемых И.В. Луцицким [92, 93], Г.Л. Страховым [153—155], С.И. Костровицким [73]. Однако эти расчеты применимы лишь для вулканических аппаратов и предполагают нарушение всего столба перекрывающих пород одноактным взрывом (пароксизмом), при котором должны возникать на глубине камеры взрыва, чего не наблюдается при возникновении ФЭС. Учитывая последнее обстоятельство Г.Л. Страхов совершенно справедливо считает, что трещины структуры, в пределах которых развивается ФЭС, не были вмещателем газов перед началом взрывной деятельности, а служили лишь каналами, выводившими газы из глубинных магматических очагов. Такие трещинные очаги, приуроченные к субвертикальным разрывам, как возможный источник питания обычных вулканов предполагает также А. Ритман [139]. Они же характерны, видимо, и для грязевого вулканизма [37].

Существенную роль в формировании ФЭС играет наличие перегретой жидкости, могущей быстро вскипать или испаряться при снижении давления. Такой жидкостью в большинстве случаев является вода. Ее вскипание и испарение вызывается перепадом или снятием давления, что обуславливается в первую очередь надинтрузивными разломами.

При исходном количестве воды в магме равным, по данным Горансона, 2% в процессе кристаллизации магмы остаточный расплав может значительно обогащаться H_2O . Ф.Г. Смит [227] в экспериментальной обстановке медленно охлаждал искусственно приготовленную магму, первоначально содержащую 2% воды. При этом магма разделялась на две несмешивающихся жидкости, одна из которых была почти нацело представлена водой. Подобные экспериментальные условия вряд ли могли существовать в верхних структурных этажах земной коры, характеризующихся неравномерным распределением давления (за счет развития надочаговых разломов). Однако эти данные свидетельствуют о возможном обогащении водой апикальных участков магматических очагов. О значительном количестве воды в магме свидетельствует и сольфатарная деятельность. Так, сольфатары вулкана Эбеко выносят в год почти $44 \cdot 10^9$ кг воды [100]. К.В. Бэрнэм [15] пришел к выводу, что при достижении интрузией глубины в 3 км заключенная в ней вода вскипает, а обособляющаяся водная фаза аккумулируется в апикальных, еще жидких частях магматического тела. На больших же глубинах восходящая миграция воды в расплаве очень ограничена. Исходя из наблюдений по различным ФЭС Забайкалья можно предположить, что порция гидротермальных флюидов, образующие ФЭС и являющиеся источником минерализации, отделялись при давлении около 2000–4000 бар и были существенно обогащены CO_2 и хлоридами. Вскипание и флюидоотделение интенсивно происходят в период спада давления.

Дж. Кеннеди [66] рассмотрел возможное перераспределение летучих компонентов магматического очага (главным образом воды) в связи со стремлением к установлению общего равномерно парциального давления воды в расплаве. Допуская в виде обычного случая, что всестороннее давление столба расплава и пород намного превышает парциальное давление воды в расплаве, Дж. Кеннеди отмечает: "... имеются две силы, которые обуславливают колебание количества воды в различных точках магматического расплава: одна из них вызвана разностью температур, другая — различиями в величине внешнего давления" [66, с. 123]. Эти две силы действуют в одном направлении, вызывая диффузию диссоциированной воды в области меньших давлений и более низких температур и тем самым обогащая водой верхние и краевые части магматического очага [52].

Вода, участвующая в флюидно-эксплозивном процессе, может быть двоякого происхождения: первично-магматическая и атмосферная. Глубина просачивания последней, как и глубина возможного отделения рудообразующих растворов, следовательно и формирования ФЭС, по данным Л.Н. Овчинникова, достигает 5 км. Если принять во внимание уплотнение пород в связи с литостатическим давлением и наличие водонепроницаемых пород, глубина свободной циркуляции воды будет порядка 2–3 км, т.е. сопоставима с глубиной формирования большинства ФЭС. За счет вадозных вод в брекчиях eksploзивных тел устанавливается повышенное содержание воздушного аргона [133].

Способ отделения воды от глубоких и малоглубинных очагов, как следует из экспериментальных работ Н.И. Хитарова, различен. При остывании глубинных очагов отделение растворов может происходить при любой температуре. В случае малоглубинных очагов отделение будет осуществляться при высоких температурах до кристаллизации магмы и при низких температурах после эвтектической кристаллизации, т.е. происходить прерывисто в два разобщенных этапа, один из которых будет ранним (магматическим), а второй поздним (постмагматическим). Поздний этап, по-види-

Таблица 7

Пределы прочности при одноосном сжатии пород в обломках ФЭС и пород, вмещающих ФЭС

Порода	Породы, вмещающие ФЭС	Породы обломков	Увеличение прочности, %
Граносиениты мелкозернистые	704/7	977/8	38,8
Граносиениты среднезернистые	665/10	866/12	30,2
Диориты	763/6	921/12	20,7
Граниты среднезернистые	467/21	598/18	28,1
Диоритовые порфириды	516/5	830/6	60,9

Примечание. Числитель — прочность кг/см², знаменатель — количество образцов.

тому, более масштабен и обеспечивает образование брекчиевых ФЭС за счет накапливающихся летучих и в первую очередь воды.

Роль воды в флюидно-эксплозивном процессе является самой разнообразной: 1) существенный источник тепловой энергии; 2) способность создавать общее повышенное давление; 3) водные растворы при изменении давления способны к спонтанному взрывообразному (кессонно-эксплозивному) испарению; 4) водные растворы содержат те ценные компоненты, за счет которых в ФЭС отлагается рудная минерализация, т.е. образуется минеральное месторождение. Возможность переноса энергии водными растворами доказывается высокой теплоемкостью воды, которая, по данным Н.И. Хитарова [175], в три раза выше теплоемкости силикатов и понижается с уменьшением давления

P, атм	T, °C	Теплоемкость воды, кал/г · град.
500	1000	0,934
1000	1200	0,941
2500	1200	1,080

Из этих данных видно, что при поступлении раствора с больших глубин в верхние структурные этажи происходит отдача тепла, которое может превращаться в кинетическую работу по брекчиеобразованию.

По данным Н.И. Хитарова [175], на глубине 1100 м, при плотности пород 2,8 к/см³ и температуре 400° давление достигает 300 атм. При перегреве воды до 700°C происходит увеличение давления до 1300 атм, т.е. оно способно вызвать брекчиеобразование. Последнему предшествует, видимо, увеличение прочности пород за счет изменения их кристаллической структуры. Это подтверждается нашими данными, основанными на изучении физико-механических свойств одних и тех же пород, входящих в состав обломков брекчии ФЭС и ее вмещающих пород. Из табл. 7 видно, что породы обломков имеют на 20–60% более высокую прочность, чем аналогичные породы из окружения ФЭС.

Брекчированию способствует и то, что газовая фаза при охлаждении стремится удалиться из системы и ретроградное кипение происходит тем более бурно, чем быстрее идет охлаждение. За счет удаления газовой фазы может осуществляться и перепад давления, при котором происходят явления, называемые "обратным взрывом".

Эксплозивные явления могут быть обусловлены тепловым потоком в условиях благоприятной обводненности. В экспериментальных условиях при попадании соленой морской воды на расплавленную кислую лаву

высвобождается 10^8 кал на 1 см^3 и несколько меньше — при попадании пресных вод. За счет высвобождаемого тепла, переводящего воду в паробразное состояние с резким увеличением объема, может создаваться давление от 5000 бар [231], т.е. достаточное для подземного брекчирования.

Нами наблюдался природный случай брекчирования, обусловленного тепловым потоком. Оно происходит в толще алевролитов, сланцев и песчаников, через которую по трещине прорывались газовые струи, возникающие при подземных пожарах бурого угля и имеющие температуру до 300°C при незначительном давлении (до 300 бар). При достижении горизонтально обводненных пород в месте прохода газовых струй возникают брекчиевые тела, вокруг которых наблюдаются ореолы обожженных (пирометаморфизованных) пород. По своим морфологическим особенностям и внутреннему строению возникающие таким путем брекчиевые образования тождественны многим изученным ФЭС (рис. 55).

Высокое давление, приводящее к брекчиеобразованию, может быть обусловлено и парциальным давлением углекислого газа, что может иметь место не только у карбонатов. По А. Даниэльсону [81, 82], при интродуцировании кислой магмы, содержащей свободный кремнезем карбонатных пластов, может развиваться парциальное давление углекислого газа по реакции $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$, достигающее 2600 бар при температуре 700°C .

С. И. Набоко [105] при изучении вулканических явлений установила, что процесс выделения летучих из магмы соответствует схеме С.К. Девиля, согласно которой при высоких температурах газы состоят из перегретого пара воды, H_2 , CO , NH_3 , F_2 , Cl_2 ; при менее высоких — из водяного пара, HCl , H_2SO_4 , фторидов железа и меди; при низких — из водяного пара, H_2S и при самых низких — из водяного пара и CO_2 . Судя по набору зафиксированных летучих, подземные флюидно-эксплозивные тела формируются при наиболее высокой температуре, что подтверждается и приведенными данными термобарометрии. Совместно с газами выносятся порообразующие и рудные компоненты. С галоидными газами выносятся SiO_2 (в виде SiF_4 , который затем гидролизует до кремнефтористой кислоты), Al , K , Ca , Mg , а также рудные компоненты (Mo , Cu , Be , Ag , Sn , Cd , Tl и др.). С сернистыми газами транспортируются K , Na , V и др. В перегретых парах воды переносятся Si , а также As , Pb , Cu , Ag , Co , Ni , Mo , Bi , Tl , V , Li , Sc . Если в поверхностных условиях первые, наиболее высокотемпературные эксгалации отличаются повышенным содержанием металлов, то в случае закрытых ФЭС кроме водяных паров выносятся лишь щелочи и некоторые взрывоспособные газовые компоненты. И.И. Гущенко подразделил ювенильные газы по взрывоспособности на следующие группы: 1) взрывоспособные активные газовые компоненты, к которым относятся H_2 , Cl_2 , CO , J_2 , Br_2 , H_2 , CH_4 ; 2) активные катализаторы взрывоспособных смесей, энергично увеличивающие скорость реакций (до 1000 раз) — главным образом H_2O ; 3) прореагировавшие взрывчатые смеси с малой энергией активизации, являющиеся частично взрывоспособными и частично катализаторами; 4) невзрывоспособные инертные газы — отрицательные катализаторы — N_2 , CO_2 , создающая в то же время высокое парциальное давление; 5) частичные катализаторы — S_2 , SO_2 , SO_3 .

За счет взрывоотделений постмагматических продуктов, возникающие флюидно-эксплозивные структуры, заполненные брекчированным материалом, наиболее часто развиваются в апикальных частях куполов крупных магматических тел или изолированных очагов магмы [11].

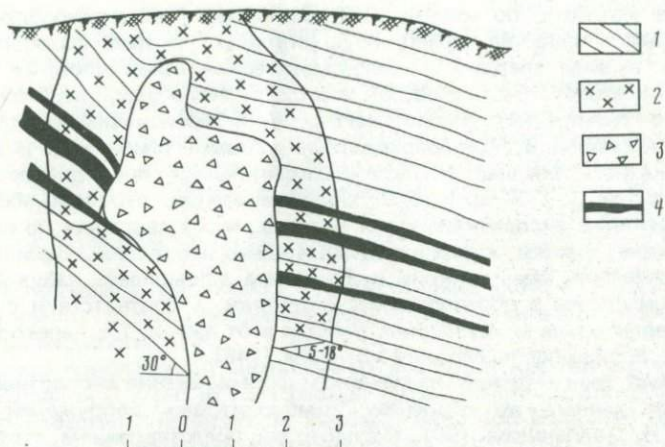


Рис. 55. Развитие брекчиевого тела в месте прохода раскаленной газовой струи, возникающей при подземном пожаре угля, карьер Хольбоджин Гусиноозерского бурогоугольного месторождения

1 — алевролиты и сланцы; 2 — то же, обожженные (пирометаморфизованные); 3 — брекчии, плотно сцементированные шлаковидной горелой породой; 4 — прослои обводненных песчаников

Они наиболее обогащены различными, в том числе и рудными постмагматическими продуктами, поскольку формируются при бурно идущих процессах дифференциации, приводящих также к зарождению рудообразующих комплексов при интенсивном вскипании, за счет которого на глубине около 1 км выпадают высоко- и среднетемпературные минеральные ассоциации [71]. Конечно, отдельные струи переходят через этот термодинамический порог, не успев сбросить весь груз растворенных в них рудных компонентов (особенно легко летучих), и часть их, как показал Ф.К. Шипулин, отделяется от уже остывших пород.

Фактический материал показывает, что формирование ФЭС, не связанных с поверхностью, происходит в заключительный этап становления интрузий, когда в зоны малых глубин проникают относительно поздние специализированные магмы, обогащенные щелочами, летучими и рудными.

В.Н. Котляр [80, 81] следующим образом представляет процесс формирования ФЭС: "При охлаждении магмы на значительных глубинах при проницаемой кровле очага в отдельных участках, в условиях периодически возникающего высокого (в результате ретроградного кипения) внутреннего давления, но еще недостаточного для преодоления прочности всей толщи кровли, интрузивные процессы осложняются явлениями газовых прорывов, приводящих к образованию трубок взрыва — слепых или достигающих поверхности; при этом образуются эруптивные (в нашем понимании — флюидно-эксплозивные — Г.Т.) брекчии, но выбросов вулканического материала и излияния лав не происходит". В этой характеристике неясным остается лишь механизм газового воздействия. По нашему мнению, одноактным подземным газовым взрывом (пароксизмом) невозможно объяснить появление флюидно-эксплозивных структур ни с точки зрения современной науки о взрыве, ни с точки зрения наблюдающихся геологических закономерностей. Это было подмечено еще В.С. Соболевым [146], предположившим наличие промежуточных

очагов, в которых, по мнению В.И. Смирнова [145], обособление рудообразующего вещества может осуществляться в трех фазовых состояниях: 1) в виде твердых раннемагматических кристаллов, 2) в форме газовых и жидких растворов, 3) в виде рудного расплава, несмешивающегося с силикатной частью магмы. Дифференциацию расплавленной магмы, попавшей в приповерхностные условия температур и давления, на силикатный расплав и летучие компоненты предполагают многие исследователи [52 и др.]. В.С. Соболев считал, что при образовании кимберлитовых взрывных тел вначале магма двигалась по вертикальной трещине, а затем, достигнув сравнительно небольшой глубины, в виде струй пробивала земную кору и фонтаном вырывалась наружу, отчасти потом всасываясь в образовавшиеся воронки. В соответствии с данными по кимберлитовым сооружениям Якутии этот взрыв, т.е. переход от жилы к трубке, произошел на глубине 1,5–2 км [146].

Близкую точку зрения на механизм формирования взрывных тел, используя данные по строению кимберлитовых сооружений, предлагает и В.Н. Лодочников [90]. Согласно его представлениям, струя магмы на большой скорости пробивала в земной коре узкие и глубокие отверстия. Однако, этому противоречит то, что каналы ФЭС довольно узки (иногда всего несколько десятков метров) и масса магмы должна быть очень мала. Из формулы энергии $\frac{mv^2}{2}$ следует, что при малой величине m скорость движения магмы v должна быть колоссальной (имея в виду производимую ею работу), порядка нескольких километров в секунду, что трудно представить даже для поверхностных взрывов.

ГИПОТЕЗА ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Как следует из фактического материала, брекчиевые флюидно-взрывные структуры формируются в разных по физическим свойствам породах: 1) в апикальных частях интрузивов в то время, когда они еще не подвергались окончательной консолидации (при ретроградном кипении магмы) и 2) в твердой среде (во вмещающей толще над интрузивным телом). Вероятно, что механизм формирования ФЭС будет различным в зависимости от состояния вмещающих пород.

Формирование флюидно-взрывных структур в магматически расплавленных породах. Ретроградное кипение расплавленной, или, по Г.Л. Поспелову [133], диспергированной, магмы в апикальных частях интрузивов заключается в образовании различной величины пузырей летучих. За счет их прохождения через расплав по определенным каналам и адиабатического спонтанного расширения (кавитационно-взрывного разрыва) могут формироваться мономиктовые брекчиевые взрывные тела трубчатой или воронкообразной формы. Процесс прохождения пузырей и струй течения постепенно уменьшается по мере охлаждения консолидирующейся магмы. По мере остывания внешней оболочки интрузива образующаяся корка в месте прохождения потока пузырей взламывается, за счет чего образуется монобрекчия.

Согласно Лейку и Грину [200], движущая вверх сила, за счет которой происходитхождение пузырей летучих соединений через магму, равна $\frac{4}{3}\pi\gamma^3g(\rho_1 - \rho_a)$, где: γ — радиус пузырей, ρ_1 — плотность жидкости, ρ_a —

плотность газа, g — ускорение силы тяжести. Сила, движущая летучие соединения вверх, уравнивается силой поверхностного натяжения, которая выражается формулой $2\pi R \cos\theta \cdot f(R/a)$, где: R — радиус отверстия, θ — угол соприкосновения (контакта) между поверхностями жидкость—твердый—газ, $f(R/a)$ — фактор формы. Эта уравнивающая сила может быть вычислена в том случае, если известна форма природного канала. Теми же авторами вычислена конечная скорость прохождения небольших пузырей. Пузырьки, согласно их данным, действуют подобно сферам,

к которым применим закон Стокса:
$$v = \frac{2(\rho - \rho^+)gr^2}{g\eta} - \frac{(3\eta + 2\eta^+)}{(3\eta - 2\eta^+)}$$
, где: v — скорость подъема пузырьков, η — вязкость жидкости, η^+ — вязкость газа. В эту формулу должны вводиться поправки, учитывающие поверхностное натяжение жидкости.

В первом приближении плотность магмы при открытой системе можно принять равной 3 г/см^3 и газа равной нулю. Из справочника физических констант известно, что вязкость диабазы равна 400 Пуаз при температуре 1400°C . Вязкость воздуха весьма мала ($300 \cdot 10^{-6}$ Пуаз) и не принимается в расчет. Проведя вычисления, получим скорость прохождения пузырьков при этой температуре, равную 15 см/сек . Г.В. Дуглас [200] провел эксперименты по прохождению пузырьков в расплавленном парафине, при которых радиус пузырьков был около $0,5 \text{ см}$ и получил близкую величину их скорости. Реально предположить, что радиус пузырей, поднимающихся сквозь жидкую магму к поверхности, будет более этой величины, что вызовет пропорциональное увеличение скорости.

При остывании интрузивной породы повышается ее вязкость и благодаря этому прекращается и подъем пузырьков. Как видно из уравнения Стокса, если η превысит величину числителя, скорость будет меньше 1 см/сек , и если η возрастет, то эта скорость приблизится к нулю. Также очевидно, что как только возрастет вязкость, уменьшится радиус пузырьков. Значение конечных скоростей пузырьков с радиусом 1 см при возрастающей вязкости равны:

Вязкость, Пуаз	Скорость, см/сек
400	14,80
600	9,80
800	7,38
1 000	5,87
10 000	0,58
100 000	0,06

С другой стороны, если принять конечную скорость 1 см/сек и прогрессивно увеличивать радиус пузырей, соответственно будет увеличиваться и вязкость:

Радиус, см	Вязкость, Пуаз
1	$58,8 \cdot 10^2$
10	$58,8 \cdot 10^4$
100	$58,8 \cdot 10^6$

Если конечную скорость принять равной 1 см/сек , вязкость должна быть очень высокой, равной $58,8 \cdot 10^7$ Пуаз — значение, которое имеет обсидиан при температуре 1200° .

Скорость подъема пузырьков должна быть также пропорциональна их горизонтальному сечению. Во время подъема вследствие уменьшения гидростатического давления пузырьки газа адиабатически расширяются.

При локальном снятии давления происходит уменьшение теплоемкости вещества и как следствие этого — спонтанное образование избытка скрытой тепловой энергии; при этом создаются условия для проявления кессонно-эксплозивного эффекта или "обратного взрыва" [159]. Такой эффект, в частности, нами наблюдался у воды, испытывавшей давление до 50 атм газом CO_2 (что соответствует насыщенному газом воде на глубине 500 м). Плотной закупоренная бутылка из нетолстого стекла за счет кессонно-эксплозивного эффекта газовых пузырьков разбивается. При выходе же струи такой газированной воды из 0,8 л бутылки через тонкое отверстие возникала водяная пыль, способная произвести перемещение 20 см слоя песка ($d = 0,5-1$ мм) в конусообразной полости с верхним диаметром 10 см.

Кессонному эффекту, проявляющемуся в массивах горных пород и формировании рудных месторождений, в настоящее время придается большое значение. Так, Г.М. Горяинов и И.В. Давиденко [35] на многочисленных примерах показали универсальность проявления этого планетарного геодинамического механизма, названного ими тектонно-кессонным. Эта универсальность выражается, по их мнению, в том, что за счет такого эффекта в зависимости от локальных условий и глубинности источника вещества образуются "туфолавы, игнимбриты, псевдотахилиты, бескорневые массивы коровых магм, гранитные пегматиты, массивы гранит-пегматитов, дайки различного состава, трубки взрыва. В присутствии газовой фазы и рудоносных гидротерм в брекчированных породах и в их кровле формируются грейзены, скарны, кварц-полевошпатовые прожилки, жилы альпийского типа, разнообразные брекчиевидные руды медно-порфировых, медноколчеданных, медно-никелевых, апатитовых, апатитмагнетитовых и иных руд" [35, с. 1214]. Однако только кессонным эффектом трудно объяснить многоэтапность формирования флюидно-эксплозивных структур; и, скорее всего, он является лишь спусковым механизмом и, может быть, одним из способов проявления флюидно-эксплозивных процессов.

Если магматический очаг представить в виде сферы с радиусом в 1 км, то он, согласно расчетам [22], будет содержать $4,2 \cdot 10^8 \text{ м}^3$ растворенных газов, что согласуется с данными по современным вулканам. Быстро поднимающиеся пузырьки догоняют меньшие по размерам, соединяются с ними и в результате поднимаются еще быстрее. Так образуются вытянутые полосы пузырей, которые поднимаются быстрее, чем мелкие разрозненные пузырьки. Вследствие трения восходящее движение частично передается также и на окружающий пузырьки расплав.

Кессонному разрыву пузырьков препятствует поверхностное натяжение расплава, которое при кристаллизации резко увеличивается с повышением вязкости. Чтобы преодолеть это сопротивление, газовые пузырьки должны обладать значительным избыточным давлением, которое при их разрыве ведет к взрывообразному расширению газов и, как следствие, вызывает объемное брекчиеобразование (в консолидирующей оболочке). При взрыве одного пузырька давление между ним и следующими пузырьком сразу снижается, в связи с чем последующий пузырек сразу же взрывается. Этот процесс развивается подобно цепной реакции до тех пор, пока вся полоска пузырьков не взорвется. После взрыва одной полоски пузырей наступает фаза относительного покоя, пока не подойдет следующая полоска. Адиабатическое расширение газов, приводящее к подобным эксплозиям флюидов, начинает проявляться на глубине около 2 км, когда относительный объем системы расплав-газ возрастет более чем в 2,5 раза и силы сцепления магмы будут в основном преодолены.

Согласно расчетам Ферхугена [74], необходимым условием взрываемости газов является достижение пузырьками таких определенных размеров, когда начинается их слияние. Наличие миарол в магматических породах фиксирует тот момент, когда значение вязкости становится настолько велико, что прекращается движение пузырьков вверх и их слияние.

Прход пузырьков магматических флюидов в кристаллизующейся магме может привести к появлению трубчатых структур, заполненных монобрекцией магматических пород, которые будут интерпретироваться как взрывные тела. Поперечные сечения их могут быть различными, в том числе и небольшими. Они могут содержать минеральные скопления наиболее ранних постмагматических продуктов, а в дальнейшем по этим структурам будут циркулировать постмагматические растворы, обуславливая поздние метасоматические процессы и отложение рудного вещества.

В условиях эксперимента, выполненного Г.В. Дугласом и повторенного нами, за счет прохождения пузырей в остывающем субстрате (парафине) образуется трубчатое тело из брекчиевого материала, которое все время остается открытым. Вполне естественно, что в подземных условиях газ отходит лишь в надвнутрузивные разрывы и мелкие трещины. За счет падения давления при отходе газа и происходят кессонно-взрывные явления, интенсивность которых зависит от скорости газообразования. При скорости движения газа, равной 1 мм/сек, объем газов в верхней части резервуара может достичь 10% его объема уже в течение 100 лет, в то время как затвердевание интрузивов происходит в течение многих миллионов лет [114].

При проводимых экспериментах автором неоднократно наблюдалось разветвление цилиндрических каналов в верхних частях и их спиральное закручивание. Подобное явление часто наблюдается и в природе. За счет спирального вращения может происходить дополнительное брекчирование пород.

Все сказанное выше раскрывает механизм формирования флюидно-взрывных структур, развивающихся в магматически расплавленном субстрате. Становятся понятными особенности состава и морфологии таких структур, в частности, их морковообразное выклинивание в массивах изверженных пород и куполовидное окончание в апикальных частях.

Формирование флюидно-взрывных структур в твердой среде.

Дальнейшим развитием рассматриваемого процесса является продвижение летучих соединений во вмещающих твердых породах. Они продвигаются здесь по пути наименьшего сопротивления, используя разломы, места их пересечений и другие структурные элементы. Такое перемещение сопровождается не только кессонно-взрывным брекчиеобразованием, но и специфическими явлениями, которые в общих чертах аналогичны явлениям, происходящим при техническом процессе флюидизации. Этот процесс нашел широкое распространение в последнее время в различных областях (для пневмотранспорта сыпучих материалов, в каталитическом крекинге нефти, гашении извести, газификации угля и т.п.) и достаточно детально изучен в геологии. Технический процесс флюидизации заключается в том, что через слой раздробленных твердых частиц для облегчения химических реакций пропускается газ. Экспериментально установлено [73], что переход неподвижного состояния определенного слоя обломков в подвижное при соответствующих скоростях потока газа совершается через ряд последовательных, качественно различных состояний: а) неподвижный слой; б) переходный от неподвижного к подвижному (псевдооживленный); в) кипящий; г) взвешенный, переходящий в унос.

Неподвижный слой (рис. 56, а). При относительно небольших скоростях слой обломочного материала брекчии остается неподвижным и его характе-

ристика (удельная поверхность, порозность и т.д.) не меняются с изменением скорости потока газа (до определенного момента). Порозность слоя (отношение суммы объема пор ко всему объему породы) зависит от способа укладки частиц. Чтобы газ двигался в слое дробленых пород, он должен преодолеть внутреннее сопротивление слоя, а для этого необходим определенный перепад давлений. Расчеты, проведенные С.И. Костровицким, показывают, что начальная скорость водного флюида, при которой происходит флюидизация обломков размером в 1 см, равна при глубине ФЭС 400 м — 0,83 м/сек, при глубине 2000 м — 0,33 м/сек, а при размере обломков в 10 см — соответственно 2,6 и 1,06 м/сек.

Переходный слой (рис. 56, б). Скорость течения газа между частицами возрастает настолько, что под действием гидродинамических сил потока частицы перестраиваются. Порозность, а соответственно и свободное сечение для протекания газа, увеличивается. Это происходит до тех пор, пока гидродинамические силы потока газа не будут уравновешены моментом от силы тяжести частицы. Обломочный материал разрыхляется и уподобляется жидкости, а сам слой как бы "распухает" и его состояние называется "псевдооживленным". Инеродное тело с удельным весом большим, чем удельный вес частиц, тонет в нем. Если частицы имеют разные размеры, то по достижению определенной скорости газа происходит сортировка материала по крупности: более мелкие частицы располагаются сверху, а крупные внизу.

"Кипящий" слой (рис. 56, в). При увеличении скорости потока газа частицы слоя приходят в хаотическое движение (интенсивно перемешиваются в разных направлениях). Контакт между частицами непрерывно нарушается, порозность и высота слоя продолжают возрастать. Внешне это состояние слоя напоминает кипящую жидкость. В "кипящем" слое газовая среда, как правило, не циркулирует, а продувается прямоотком. Основное качество "кипящего" слоя — интенсивное перемешивание твердых частиц. Происшедшая сортировка в предыдущую стадию материала по крупности исчезает.

Взвешенный слой (рис. 56, г). При дальнейшем увеличении скорости потока порозность слоя продолжает возрастать до нового критического значения скорости, при которой слой и твердые частицы будут уноситься потоком за пределы трубного канала ФЭС (таким путем, как нам представляется, формируются "галечниковые" дайки). Эта критическая скорость называется скоростью свободного движения. При массовом уносе порозность слоя столь велика, что движение отдельных частиц можно считать независимым от воздействия других частиц слоя.

При проявлении процесса флюидизации чаще всего достигается состояние кипящего слоя. Зависимость скорости газа, при которой наступает флюидизация, от мощности слоя, через который проходит газ, видна из графика (рис. 57), построенного по данным экспериментально полученным при пропускании потока сжатого воздуха в цилиндрическом канале через слой частиц размером 1 мм.

В "кипящем" слое твердые частицы полностью облекаются газом и движутся с его помощью. Плотность и вязкость "кипящего" слоя в первом приближении аналогичны плотности и вязкости жидкости. Плотность была максимальной до образования газовых пузырьков; она пропорциональна давлению, приходящемуся на слой. Вязкость и плотность слоя увеличиваются с возрастанием веса и размеров слагающих частиц. Присутствие даже небольшого количества тонкозернистого материала в слое крупнозернистых частиц значительно увеличивает их подвижность. Это, видимо, и приводит к заполнению большинства ФЭС мелкообломочной брекчией, в которой спорадически включены крупные глыбы.

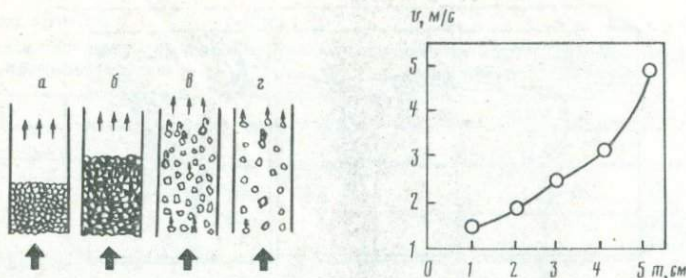


Рис. 56. Эксперимент перехода неподвижного состояния обломков в подвижное при разной скорости прохождения газа [73]: а—з — слой: а — неподвижный, б — взвешенный, в — кипящий, з — взвешенный

Рис. 57. График зависимости скорости газа, при которой наступает флюидизация, от мощности слоя (частицы размером 1 мм)

Флюидизированные системы приобрели в промышленном процессе большое значение из-за того, что в расширенном слое существуют идеальные условия для химических реакций между газом и твердым телом. Это обусловлено соприкосновением газа с тонкозернистыми твердыми частицами и сохранением постоянной температуры во флюидизированной системе, что обеспечивается поглощением тепла в одной части системы и потерей его в другой. Фактическая температура флюидизированной системы зависит от скорости переноса тепла.

В расширенном слое при турбулентном движении частиц, имеются идеальные условия для их смешивания. Опыты показали, например, что смешивание твердых частиц в воде происходит много хуже по сравнению с газо-твердой системой со стремительной скоростью циркуляции.

Частицы при перемещениях за счет флюидизации подвергаются сильному истиранию [196, 220]. Опыты показали, что наиболее противостоят истиранию небольшие частицы сферической формы. Этим можно объяснить округлость большинства обломков в некоторых ФЭС. Опыты проводили в контейнерах [239], которые заполнялись горизонтально-слоистыми смесями частиц размером от глинистых (каолинит) до фракции 5 мм, насыщенных сжатым воздухом. При пропускании сжатого воздуха через специальные отверстия возникали изометричные тела, сопровождающиеся радиальными трещинами и нарушением горизонтальной слоистости (рис. 58). Моделируемый процесс флюидизации дает картину, во многом совпадающую с характерными признаками природных флюидно-эксплозивных структур, и помогает разобраться во многих сторонах их генезиса.

Спонтанное отделение газовых пузырьков (летучих) с проявлением кессонно-эксплозивного эффекта приводит к появлению брекчии, возникновение которой происходит постепенно, когда фронтальная часть магматического тела достигает зоны повышенной трещиноватости и обводненности [240] окружающих пород. Твердые, особенно мелкообломочные породы кровли магматического тела переходят в месте прохождения газовой фазы в состояние взвешенной брекчии. Во внутренней части образующегося канала обломки будут окружаться (как бы окатываться) на месте своего первичного залегания, а по его периферии будет происходить отделение блоков пород от стенок. Процесс далее идет таким образом, что массивные блоки отдельных боковых пород погружаются внутрь потока газо-твердой мелкообломочной системы. После зарождения обломочной (при развитии

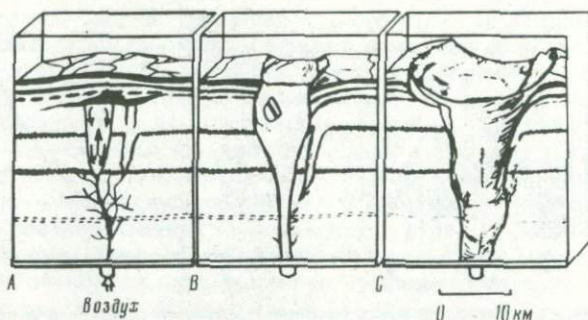


Рис. 58. Формирование трубчатых структур при флюидизации [239]

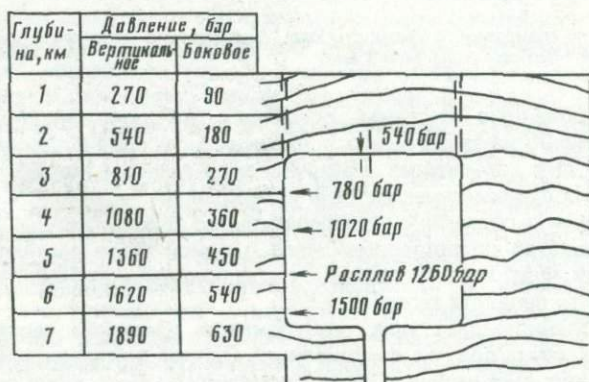


Рис. 59. Распределение давления горных пород на магматическую камеру после внедрения расплава [123]

эксплозивных явлений в интратрудный этап — руднообломочной) брекчиевой сердцевины флюидно-эксплозивной структуры обломки этой брекчии будут перемещаться как в восходящем, так и в нисходящем направлении.

Для понимания процесса перемещения брекчиевого материала в восходящем направлении важно учесть, что масса флюидизированных пород, заключенных в канале, чрезвычайно мала, чтобы выполнить самостоятельно за счет внутренней энергии работу по передвижению внутри твердой среды. В.И. Михеенко и Н.И. Ненашев [104], объясняя это явление, считают, что энергия потока внутри эксплозивного тела складывается из трех величин:

кинетической энергии $m v^2 / 2$, энергии давления в потоке $\frac{P}{\gamma}$ и потенциальной энергии Ph . Узкий канал, заполненный флюидизированной системой, в период зарождения и развития сообщается с глубинным резервуаром магмы, находящимся под гравитационным давлением. Известно, что под действием эндогенных сил и сил тяжести горные породы в земной коре находятся под литостатической нагрузкой, вертикальная составляющая которой на любой заданной глубине в общем отвечает весу столба пород, давящих на горизонтальную площадку, т.е. $P = \gamma h$, где γ — средняя плотность пород, а h — высота столба пород от заданной площадки до дневной поверхности. При средней плотности пород в $2,7 \text{ г/см}^3$ вертикальное давление на глубине

Таблица 8

Стандартная прочность горных пород на раздавливание, по Д.М. Орлову [123] с дополнениями автора

Порода	Число определений	Средняя прочность, кг/см ²	Пределы прочности, кг/см ²
Гранит	160	1490	370–3790
Сиенит	25	1950	1000–3440
Диорит	17	1960	960–2600
Габбро, диабаз	41	1800	460–4700
Гнейс	20	1580	810–3280
Кварцит	8	2020	260–3200
Мрамор	225	860	110–2520
Песчаник	216	960	60–3600
Сланец кристаллический	14	1840	600–3130
Туф	18	520	100–1220

1 км составляет 270 бар, на глубине 2 км — 540 бар, на глубине 3 км — 810 бар и т.д. (рис. 59).

О величине и характере бокового давления единого мнения у исследователей нет. Если рассматривать горные породы как сплошные идеальные упругие тела, то при среднем значении величины поперечного расширения (коэффициент Пуассона) в 0,25 боковое давление составит 33% от вертикального, если же принять породы как несвязанные тела, то в плывунах боковое давление составит 75% от вертикального, а в прочих породах падает до 10% вертикального.

Для того чтобы разрушить или перевести горную породу в пластичное состояние, необходимо приложить к ней определенное усилие, превышающее предел прочности данной породы. Значение стандартной прочности горных пород на раздавливание приведено в табл. 8.

Экспериментально установлено, что прочность горных пород на сдвиг или изгиб в 7–10 раз меньше прочности их на раздавливание, но механическая прочность пород в условиях напряженного состояния увеличивается в несколько раз [123]. Чтобы разрушить или перевести породу во флюидизированное состояние в условиях двух- или трехстороннего сжатия, необходимо, чтобы разница максимального и минимального напряжений, прилагаемых к породе, достигала определенного для данной породы предела (промежуточное напряжение при трехосном сжатии не влияет на условия текучести горных пород). Значение этой предельной разности растёт с увеличением гидростатического давления.

К действующему в условиях земной коры гравитационному давлению в момент тектонических подвижек добавляется еще и тектоническое давление, а в момент подземной флюидно-эксплозивной деятельности — дополнительное напряжение, обусловленное нагревом паров воды, диссоциацией углекислоты или метасоматическими агентами. Зафиксированное термобарогеохимическими исследованиями давления флюидов на редкометалльных ФЭС достигает, например, 5 кбар. В.Г. Кушев [87] показал, что давление поровых растворов в 2–3 раза превосходит литостатическое давление на тех же глубинах.

При формировании флюидно-эксплозивных структур могут иметь место кавитационные явления, изученные Э.М. Галимовым. Поэтому рассмотрим кавитацию более подробно в интерпретации этого исследователя.

К кавитации склонны жидкости, содержащие растворенные газы. Напомним, что саморазвитие флюидно-эксплозивного процесса обусловлено су-

ественно газовым или газовой-жидким флюидом, реликты которого устанавливаются во вторичных включениях пород взрывных брекчий. Сущность явления состоит в следующем. При некотором начальном давлении P_0 поток представляет однофазный флюид — газ полностью растворен. Снижение давления ниже критического, например при увеличении скорости потока или поднятии флюида на более высокий энергетический уровень, приводит к образованию первичных пузырьков газа. Если затем давление возрастает раньше, чем газовые пузырьки объединяются в сплошную фазу, произойдет их схлопывание (раздувание и разрыв). При этом вблизи точки, к которой стягивается сферическая поверхность пузырьков, возникают давления, на несколько порядков превосходящие начальное давление в окружающей среде. Одновременно как результат адиабатического сжатия происходит нарастание температуры. Кавитацию легко возбудить в различных технических устройствах, например в трубе Рейнольдса переменного сечения, где в переходах от сужения к расширению и наоборот возникает соответственно отрицательные и положительные градиенты давления. Перенеся это явление на природные условия кессонно-взрывного процесса, нетрудно представить возникновение кавитации при движении флюида в канале переменного сечения при резком изменении скорости движения флюида в закупоривающихся трещинах, а также при встрече препятствий, например ксенолитов. Возможно, за счет кавитации возникают "взрывные" микроструктуры, изученные, в частности, на свинцово-цинковых месторождениях Восточных Родоп Ц.В. Антимовой [2].

В режиме начальной кавитации из насыщенного газовой фазой флюида выделяются пузырьки газов (CO_2 , H_2 и т.д.), которые подвергаются сжатию при последующем схлопывании пузырьков. Энергия, выделяющаяся при схлопывании сферического пузырька, прямо пропорциональна начальному давлению.

Непременным условием возникновения кавитации в реальном флюидно-взрывном процессе является высокая скорость движения флюида, достигающая, по подсчетам Э.М. Галимова, от 12 до 300 м/с. Как будет показано ниже, скорость движения флюида, необходимая для развития флюидно-взрывного процесса несколько меньше (несколько метров в секунду), поэтому нам представляется, что кавитационные явления могут происходить в образующемся канале лишь эпизодически и только на тех интервалах, где достигается необходимая скорость прохождения флюида.

Канал, возникший при флюидно-взрывной деятельности, и магматический резервуар являются как бы сообщающимися сосудами, где действуют примерно одинаковые давления. Это суммарное давление создает большую удельную энергию потока даже при незначительной кинетической энергии. Поэтому, чтобы сформировать в земной коре канал с небольшим сечением, но длиной в несколько сотен метров (иногда до километра и более), для магмы или ее постмагматических производных совершенно не нужны скорости в десятки километров в секунду, они могут быть существенно меньше.

Флюидизированный брекчиевый материал, находящийся под высоким давлением, способен проникать в мельчайшие трещины, образуя флюидно-взрывные тела любой формы (силлоподобные, дайкообразные и т.д.). Особенно благоприятны для его проникновения места пересечения разломов и других ослабленных зон, где образуются псевдоокруглые ФЭС, требующие наименьшей энергии для своего формирования. Флюидизация, проявляющаяся при вулканическом взрывном процессе [230], дает грибообразные (линзовидные, сплюснутые) формы обломков и конусо-

видные текстуры в слоистом материале. Она обусловлена ожигением суспензии твердых частиц в турбулентном потоке вулканического газа. Перемешивание частиц во флюидизированных системах приводит к хаотическому распределению обломков или их расположению в виде отдельных струй внутри флюидно-эксплозивной структуры.

Подобные явления нами наблюдались в экспериментальной обстановке, когда флюидизированные мелкие частицы передвигались в цилиндрическом канале, заполненном материалом различных размеров, в виде струй между крупными обломками.

Кроме магматических причин, приводящих к образованию брекчиевых ФЭС, трубчатые по форме тела, заполненные брекчированными породами, могут возникнуть в связи с другими явлениями.

Трубчатые тела вихревых структур. Из физики известно, что механическое перемещение тела складывается из поступательного и вращательного движений. В среде же горных пород при вращении любого тела или блока происходит не простое вращательное движение, а вращательный сдвиг. За счет последнего возникают вихревые структуры, изученные Ли-Сы-Гуаном. Масштаб их может быть различным. Мелкие вихревые структуры часто проявляются в виде трубчатых по форме тел. Типичные примеры вихревых трубок обнаружены в Северо-Западном Китае. Диаметры трубчатых тел здесь имеют всего 0,2–0,3 м, иногда достигая сотен метров. Оси их вертикальны. Вмещающие породы сильно раздроблены, а внутри трубок имеются лишь редкие трещины. Поверхности их хорошо отполированы, а сами тела приподняты или опущены относительно вмещающих пород.

Трубчатые тела тектонических брекчий. Тела брекчий изометричной формы могут возникать тектоническим путем как на пересечении зон нарушений двух и более направлений, так и в пределах одной разрывной зоны, особенно если она изменяется по ширине, чем создаются условия для локального брекчирования пород. Благодаря явлениям трения при разрывах происходит разламывание пород с образованием остроугольных обломков, величина которых бывает от микроскопической до десятков метров в поперечнике. В цементе таких брекчий наблюдается "мука трения" (милонит), а состав обломков соответствует составу пород, в которых развито тектоническое нарушение.

Метеоритные кратеры. Метеоритные кратеры весьма схожи с флюидно-эксплозивными структурами по своим морфологическим особенностям. Они сложены брекчированными породами, образованными за счет мгновенных сверхвысоких давлений при ударе метеорита. Для однозначного отнесения тел брекчий к метеоритным кратерам в них должны быть установлены хотя бы микроскопические количества метеоритного вещества и признаки ударного изменения: наличие конусов сотрясения, импактивов (перекристаллизованные породы с наличием магнитных шариков), плотной и сверхплотной разновидностей SiO_2 (стишовита, коэсита).

Метеоритные кратеры генетически подразделяются на взрывные и ударные. Первые образуются при падении сравнительно крупных тел, имеющих космические скорости (для железных метеоритов скорость 4–5 км/сек, для каменных — 2–4 км/сек). При ударе о земную поверхность метеорит из-за относительно малой силы молекулярного сцепления по сравнению с энергией волны приобретает свойства сильного сжатого газа. Происходит взрыв, образуется мощная ударная волна. Основная часть метеоритного вещества испаряется. Сохраняются лишь мелкие осколки, рассеянные за пределами кратера. Радиус взрывного метеоритного кратера зависит от массы и скорости метеорита в момент удара [21].

Метеоритные кратеры ударного типа образуются при скоростях метео-

ритного тела не менее 100 до 3000 м/сек. Они характеризуются сравнительно небольшими размерами, насыпанными валами из коренных пород, присутствием метеоритных осколков.

К типичным метеоритным кратерам взрывного типа относится кратер, возникший при падении метеорита Каньон Дьябло (Аризона), к кратерам ударного типа — кратер Холлиферд (Онтарио).

К метеоритным кратерам на основании находок шатер-конусов некоторые исследователи [199, 228] относят эруптив Сидбери, хотя метеоритного вещества в этом районе не обнаружено, а сами шатер-конусы могут возникать и при флюидно-эксплозивных процессах.

Таким образом, приведенный выше материал свидетельствует о том, что ФЭС сформирован в результате комбинации разнообразных явлений. В большинстве случаев у них четко фиксируются черты нисходящего перемещения (обрушения). Эти явления носят сложный характер и ниже рассмотрены специально. Кроме того, в некоторых ФЭС проникают более поздние магмы.

Состав веществ, участвующих в образовании флюидно-эксплозивных структур, связанных с основной и гранитоидной магмой, в общих чертах однотипен: в изученных примерах зафиксирован привнос одних и тех же летучих — фтора, водорода, серы и из щелочей калия.

Данные изотопного состава серы рудных минералов ФЭС позволяют сделать вывод о подкоровом происхождении этого элемента. Поскольку эти минералы в пространстве и времени тесно ассоциируют с флюидно-эксплозивными телами, можно прийти к выводу, что и образование ФЭС обусловлено глубинными процессами.

Во время формирования ФЭС отмечается увеличение давления (до 5 кбар у редкометаллических ФЭС) и температуры (до 650°С) по сравнению с параметрами гидротермального процесса. Для выявления многих типов ФЭС возможно использовать декрепометрический метод.

Исследование поведения естественных радиоактивных элементов позволяет заключить, что по общим количествам урана и тория алмазоносные, железо-, золоторудные и редкометаллические ФЭС близки друг другу. Все eksploзивные тела в изученных случаях наследуют Th : U отношение базальтоидов. Таким образом, глубинный (верхнемантийный?) источник ФЭС, устанавливаемый изотопными отношениями серы, получает свое подтверждение и радиогеохимическими данными. По содержанию естественных радиоактивных элементов все ФЭС (за исключением сульфидно-никелевых в гипербазитах) резко отличаются от вмещающих пород, и поэтому для их выявления могут быть применены наземные и воздушные гамма-спектрометрические методы.

Особенности морфологии и строения флюидно-эксплозивных структур показывают, что они возникают не в результате одноактных мощных газовых взрывов, а в результате многократных флюидогенных exploзий, по-разному проявляющихся в магматически расплавленных и твердых породах. В магматически расплавленных породах мономиктовые exploзивные тела образуются за счет прохождения через расплав различной величины пузырей летучих по каналам и их спонтанного расширения — разрыва (кессонно-эксплозивный эффект) при локальном снятии давления. В твердых породах флюидизация приводит к образованию полимиктовой брекчии, формирование которой происходит постепенно на энергетически выгодных уровнях. При благоприятных условиях в движущихся флюидах могут проявляться кавитационные явления. Перемещение брекчии происходит во флюидизированной системе за счет приблизительно одинакового давления в канале и магматическом резервуаре, которые являются сообщающимися сосудами.

ЯВЛЕНИЯ ОБРУШЕНИЯ В ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУРАХ

Явления обрушения весьма характерны для многих ФЭС. Обрушению (точнее, утопанию) подвергаются как отдельные блоки и обломки, в их внутренних частях, так и прилегающие к взрывным телам участки. За счет обрушения внутренних частей ФЭС они на значительном расстоянии бывают заполнены раздробленными вышележащими породами (Буруктай и др.), либо отдельные блоки вышележащих пород встречаются в канале на сотни метров ниже своего первоначального залегания (трубка "Мир" и др.). За счет обрушения прилегающих к ФЭС участков у многих из них формируется мультобразный прогиб (Ангари-Илимские железорудные трубки и др.).

Причины, приводящие к обрушению в ФЭС, довольно разнообразны и могут быть, как и в калдерах [100], сведены к пяти главным: 1) связанные с процессами флюидизации, 2) с усадкой за счет кристаллизации магмы, 3) с ее оттоком, 4) с минерализационным выщелачиванием, 5) с формированием кольцевых даек.

Обрушения при процессах флюидизации. Процесс флюидизации, формирующий ФЭС и обусловленный прохождением газовой фазы по определенным каналам с ее взрывообразным (кессонно-взрывным) развитием, идет таким образом, что блоки вмещающих пород, отрываясь от боковых образований, тонут ("утапливаются") внутри обломочной газо-твердой системы.

Для понятия механизма такого нисходящего перемещения отдельных блоков внутри канала нами были осуществлены эксперименты (рис. 60), при которых крупные частицы помещались над слоем мелкозернистого материала. При достижении мелкозернистым слоем флюидизированного состояния крупные частицы в песке вначале медленно погружались, а при увеличении скорости газовой струи их перемещение приобретало вид сильно ускоренного вниз движения. Начало процесса погружения оказалось разным для частиц различного диаметра (следовательно, и веса). Так, в песке размером 0,5–1 мм куски гранита в 50 мм начали погружаться при скорости нахождения воздуха около 5 м/сек, диаметром 30 мм — около 3 м/сек и диаметром 20 мм — около 2 м/сек.

Второй вариант опыта заключался в том, что над слоем того же песка мощностью в 15 см был помещен слой обломков гранита различной крупности мощностью также 15 см (см. рис. 60). При достижении песком флюидизированного состояния, вызванного при прохождении воздушной струи со скоростью около 8 м/сек, началось передвижение песка по пустотам между отдельными обломками, а затем дифференцированное обрушение всего слоя крупных обломков с хаотическим их перемешиванием. Весь канал оказался заполненным компактной массой: наиболее крупные обломки оказались на нижнем горизонте, а все пустоты заполнились мелкозернистым песком и мелкими обломками. Возникшая масса напоминает природную полимиктовую брекчию с наличием "плавающих рифов".

Процесс флюидизации, в том числе и обрушение (утопание), при флюидизации крупных обломков в тонкозернистом субстрате нами совместно с Б.Х. Халбаевым (ВЦ БФ СО АН СССР) был рассмотрен математически. Для решения были поставлены следующие задачи: 1) найти скорость погружения флюида в канале при отделении его от магматического резервуара, 2) определить скорость флюидной струи, при которой происходит диф-

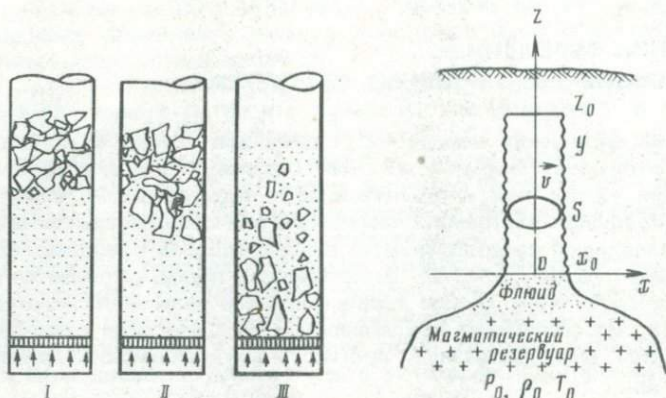


Рис. 60. Поведение брекчиевого материала при флюидизации: I — в начале опыта, II — в процессе опыта, III — в конце опыта

Рис. 61. Расположение координат для расчета скорости прохождения флюида по цилиндрическому каналу

ференцированное движение в потоке частиц с различной гравитационной крупностью.

Для простоты рассуждения приняты следующие допущения: 1) газосодержащий магматический резервуар имеет такие параметры, что за рассматриваемое время t давление в нем P_0 , его плотность ρ_0 и температура T_0 изменяются так незначительно, что их можно принять постоянными, 2) флюид имеет плотность, близкую к плотности паров воды (при соответствующих P и T).

Вначале определим скорость прохождения газа в канале цилиндрической формы с неровными стенками. Для решения задачи система координат выбрана таким образом, что ось z направлена вдоль оси образующего канала, ось x по его диаметру; радиус канала в этом случае определяется как x_0 ; длину выступов неровностей стенок канала обозначим через y (рис. 61). Предполагается, что $P_0 \gg P_1$, где P_1 — давление флюида в канале в точке z_0 в начале процесса (при $t = 0$). Если считать, что до начала процесса канал заполнен газом, то скорость поступающего в него флюида будет гаситься при $z < z_0$, а сама картина флюидизации останется такой же, как тогда, когда в начале не было газа.

Для любого сечения единичной массы уравнение закона сохранения энергии имеет вид

$$v dv + g dv + dk + du + \frac{1}{\rho} dP + P d\left(\frac{1}{\rho}\right) = d\theta, \quad (1)$$

где v — скорость перемещения сечения S по оси z ; g — ускорение свободного падения (принято постоянным, равным $9,8 \text{ м/сек}^2$); k — работа силы трения вязкого флюида о стенки канала; u — внутренняя энергия; ρ — плотность флюида в рассматриваемой точке; P — давление флюида; $d\theta$ — теплота, которую сечение флюида отдает стенкам и окружающему газу при перемещении на dz .

При этом уравнение расхода флюида выражается формулой

$$\frac{d\rho}{\rho} + \frac{dv}{v} + \frac{d\sigma}{\sigma} = 0, \quad (2)$$

где σ — площадь поперечного сечения.

Учитывая первое начало термодинамики $du + Pd\left(\frac{1}{\rho}\right)d\theta$, уравнение (1) можно переписать следующим образом:

$$v dv + g dz + dk + \frac{dP}{\rho} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{dv}{v} = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{v^2} - \frac{dk}{v^2} - g \frac{dz}{v^2}. \quad (3.1)$$

или

$$\frac{\frac{dP}{\rho}}{\frac{dv}{v}} = \frac{-\frac{dP}{\rho}}{\frac{1}{\rho} \frac{dP}{v^2} \left(1 + \frac{\rho dk}{dP} + \frac{g \rho dz}{dP}\right)} = \frac{\frac{v^2}{a^2}}{1 + \frac{\rho dk}{dP} + g \frac{\rho dz}{dP}}; \quad (4)$$

в формуле (4) мы учли, что $\frac{dP}{d\rho} = a^2$, где a — скорость распространения звука в данной среде. Перепишем уравнение (2) в виде:

$$\frac{d\sigma}{\sigma} = -\frac{dv}{v} \left(1 + \frac{dP/\rho}{dv/v}\right). \quad (5)$$

Подставив (4) и (5), получим

$$\frac{d\sigma}{\sigma} = -\frac{dv}{v} \left(1 - \frac{\frac{v^2}{a^2}}{1 + \frac{\rho dk}{dP} + g \frac{\rho dz}{dP}}\right). \quad (6)$$

В нашем случае $d\sigma = 0$ (канал фиксированного радиуса). Поскольку $dv \neq 0$, то равно 0 выражение в скобках

$$1 + \frac{\rho dk}{dP} + \frac{\rho dz}{dP} - \frac{v^2}{a^2} = 0. \quad (7)$$

Или это уравнение можно переписать в виде

$$\frac{S}{dP} (dk + g dz) = \frac{v^2}{a^2} - 1. \quad (8)$$

Из (8) видно, что если $v < a$ (дозвуковая скорость флюида, то $\left(\frac{v^2}{a^2} - 1\right)$, а поскольку $(dk + g dz) > 0$, то $dP < 0$, т.е. при дозвуковой скорости прохождения флюида сопровождается его расширением. Если $v > a$, то $\left(\frac{v^2}{a^2} - 1\right) > 0$, поэтому $dP > 0$, т.е. при сверхзвуковой скорости флюида происходит его сжатие.

Теперь подставив (8) в (3.1), получим

$$\frac{dv}{v} = -\frac{1}{a^2} \cdot \frac{dP}{\rho}. \quad (9)$$

Отсюда видно, что если $dP < 0$ (дозвуковая скорость движения флюида), то $dv > 0$, т.е. скорость рассматриваемого сечения возрастает. Если же $dP > 0$, то $dv < 0$, т.е. при сверхзвуковом движении скорость уменьшается.

Если возьмем одно из сечений в начале потока, то оно при дозвуковом истечении флюида будет расширяться (поскольку $v < a$). Его скорость будет возрастать, достигнув вначале скорости звука, а затем и превысив ее. Нетрудно показать, что скорость распространения звука в движущейся среде уменьшается, если движение дозвуковое, т.е. $v < a$ и, наоборот, возрастает, если движение сверхзвуковое, т.е. $v > a$. Затем когда сечение начнет сужаться скорость флюида начнет уменьшаться до скорости звука, станет затем ниже ее и процесс повторяется. Спустя некоторое время, когда сечение достигнет точки z_0 , оно начнет уменьшаться и сжимать газ в канале (помним, что канал не сообщается с поверхностью) и, таким образом, скорость флюида в апикальной части канала неизбежно гасится. Анализируя уравнение (3), можно прийти к выводу, что основной при-

чиной, которая вызывает уменьшение скорости, является $\frac{dP}{\rho}$, т.е. повышение давления, поскольку потенциальная энергия почти не изменяется, работа силы трения ($k \sim v^2$) незначительна, поэтому скорость флюида быстро уменьшается до нуля. Поскольку скорость, с которой сечение приходит в точку z_0 равняется примерно скорости звука, то и процесс сжатия происходит довольно быстро. В первом приближении его можно считать адиабатическим, т.е. за время сжатия флюид не успевает отдать тепло стенкам канала ($dQ = 0$).

Из аэродинамики известно, что при дозвуковом движении $dk = d(\lambda v_{cp}^2 z)$, где λ — коэффициент силы сопротивления, $v_{cp} = \frac{CP v d \sigma}{\sigma}$ — средняя по сечению скорость. В случае цилиндрического канала можно считать, что $v_{cp} = kv$, где k — коэффициент порядка 0,8 при турбулентном движении. В этом случае $dk = d(\alpha v^2 z)$, где $\alpha = \lambda k^2$. При сверхзвуковом движении флюида $k = \beta v z$, где β — коэффициент пропорциональности.

Для адиабатического процесса $\rho = \rho_0 \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{1}{\gamma}}$, где $k = \frac{CP}{Cv}$, C_P и C — теплоемкости газа при постоянном давлении и объеме. Подставив это выражение в уравнение (3) и учтя его, получим

$$\frac{v^2}{2} + gz + k + \frac{k}{k-1} \frac{P}{\rho} = \text{const} \quad (10)$$

или, учитывая уравнение состояния идеального газа $\frac{P}{\rho} = RT$, где R — газовая постоянная, T — температура газа, получим

$$\frac{v^2}{2} + gz + k + \frac{k}{k-1} RT = \text{const} \quad (11)$$

Приняв для расчетов температуру магматического резервуара $T_0 = 1000^\circ$ или $T_0 = 1273K$, выделим в резервуаре в точке $z = -z_2$ такое же сечение, что и в канале, но при этом его скорость будет равна нулю. Тогда уравнение (11) для точек $z = z_2$ и $z = z_0$ (для таких точек $v = 0$, а значит и

$k = 0$) имеет следующий вид

$$-gz_2 + \frac{k}{k-1} RT_0 = gz_0 + \frac{k}{k-1} RT \quad \text{или}$$

$$T = T_0 - \frac{k-1}{k} \cdot \frac{q}{k} (z_0 + z_2) \quad (12)$$

Полагая в уравнении (12) $g = 9,8$ м/сек², $k = 1,6$ (для паров воды), $R = 287$ м²/сек² · град. К и учитывая, что $z_0 \gg z_2$, получим

$$T = T_0 - 1,3 \cdot 10^{-2} z_0 \quad (13)$$

Из этого уравнения видно, что на расстоянии 1 км от кровли магматического очага температура изменяется всего на 13К, на расстоянии 5 км — на 65К, на расстоянии 10 км — на 130К и составит $T = 1273\text{К} - 130\text{К} = 1143\text{К} = 870^\circ\text{С}$, т.е. температура в направлении от кровли магматического очага изменяется довольно медленно. Это и может обеспечивать развитие взрывчатых тел (кимберлитов и др.) на значительных расстояниях по вертикали от материнских магматических очагов, а также значительные интервалы брекчирования.

Следует заметить, что в реальных условиях процесс имеет характер лишь близкий к адиабатическому, но, строго говоря, не равен ему ($dQ \neq 0$), поэтому убывание температуры с расстоянием от кровли магматического очага должно произойти несколько быстрее. По истечении некоторого времени τ стенки канала начинают прогреваться (величина dQ становится незначительной). Процесс гашения скорости, очевидно, будет происходить уже в некоторой точке $z_3 < z_0$. Определим, какова будет скорость в этой точке или с какой скоростью сжимается столб флюида высотой $(z_0 - z_3)$. Представим уравнение (11) для сечения в резервуаре и в точке z_3 . В резервуаре $v = 0$, значит $k = 0$.

$$gz_2 + \frac{k}{k-1} RT_0 = \frac{v^2}{2} + gz_3 + \lambda v^2 z_3 + \frac{k}{k-1} RT_3. \quad (14)$$

По данным Н.Я. Фабриканта [168], $\epsilon = \frac{y}{x_0}$, где y — высота уступов (неровностей) стенок канала, примем ее за $\epsilon = 1/250$, x_0 — его радиус.

В этом случае $\lambda = 5 \cdot 10^{-3} \frac{1}{x_0}$. Поскольку температура флюида изменяется медленно с удалением от кровли очага, то приближенно можно считать, что $T_3 = T$, где T — температура в точке $z = z_0$. Тогда с учетом уравнения (12), выражение (14) для произвольной точки $z < z_0$ примет вид

$$gz_0 = \frac{v^2}{2} + gz + \frac{5 \cdot 10^{-3}}{x_0} v^2 z. \quad (15)$$

Это уравнение дает зависимость $v = f(z)$ в виде

$$v = \sqrt{\frac{2x_0 g (z_0 - z)}{x_0 + 10^{-2} z}} \quad \text{или} \quad v = \sqrt{\frac{2g (z_0 - z)}{1 + \frac{10^{-2} z}{x_0}}} \quad (16)$$

В реальном случае T_3 несколько больше T , поэтому нетрудно представить, что скорость в выражении (16) получится несколько меньшей. Из уравнения (16) также видно, что скорость движения флюида (или скорость сжатия флюида) уменьшается с высотой, обращаясь в 0 в точке $z = z_0$. При фиксированном z с возрастанием x_0 скорость возрастает, с уменьшением x_0 — снижается. Поясним это конкретным примером. В точке $z_0 = -z = 10$ м и при $z = 5 \cdot 10^3$ и при радиусе канала $x_0 = 50$ м уравнение (16) дает величину скорости флюида $v = 10$ м/сек, несмотря на выход его из магматического резервуара с звуковой скоростью. Реальная скорость, как уже говорилось выше, будет еще меньшей. Когда $\tau \rightarrow \infty$ (т.е. спустя значительный промежуток времени), скорость порядка 10 м/сек уже можно встретить на большой глубине. Покажем это следующим образом, используя в уравнении (14) положение

$$\frac{k}{k-1} RT_0 - \frac{k}{k-1} RT_3 = gz_3 + gz_2 + g\Delta z, \quad (17)$$

где $\Delta z \ll z_3$.

При подстановке (17) в (14) получим: $v = \sqrt{\frac{2x_0 g \Delta z}{x_0 + 10^{-2} z}}$. Приняв в нем $\Delta z = 1$ м и $z = 10^2$ м имеем $v \sim 4$ м/сек.

Уравнение (17) показывает, что когда $(z_3 + z_2 + \Delta z)$ мало, т.е. $z_3 \sim \sim z_2$ (точки близки друг к другу) T_0 и T также мало отличаются друг от друга: $\Delta z = 0$. Отсюда можно сделать вывод: скорость, с которой движется флюид по истечении достаточно большого отрезка времени τ , становится незначительной, порядка нескольких метров в секунду.

Вернемся к уравнению (6). При $d\sigma \neq 0$ это уравнение показывает, что расширение и сжатие будет происходить не только по z , то также и по оси x . Поэтому средняя скорость движения флюида по оси z уменьшится. Таким образом, процесс сжатия флюида будет происходить более медленно в расширяющемся канале по сравнению с цилиндрическим (если $d\sigma > 0$) и, наоборот, убыстряться в суживающемся канале.

На рис. 62 и 63 изображены каналы, наиболее близкие к реальным. Для второго случая общая картина процесса будет аналогична рассмотренной, но скорость флюида будет гаситься в точках изгиба, т.е. для анализа необходимо брать в полученных уравнениях малые значения Δz . Такую трубу, очевидно, можно разделить на цилиндрические каналы в точках a_1, a_2, a_3 и т.д. полученные решения для каждого участка суммировать.

Перейдем теперь к решению вопроса — какова должна быть скорость движения флюида, чтобы в нем происходило дифференцированное перемещение обломков с различной гравитационной крупностью. Для простоты рассуждений положим, что каждый обломок имеет сферическую форму с радиусом r . Поскольку мы рассматриваем случай относительного перемещения обломков породы, то можно считать, что обломки какой-то определенной крупности (примем $r = r_0$), останутся неподвижными. Если $r > r_0$, то обломки погружаются, при $r < r_0$ поднимаются вверх (при одной и той же плотности). Условие покоя по оси z имеет вид

$$F_T = F_A + F_L, \quad (18)$$

где $F_T = mg$ — вес обломка; $F_A = \frac{4}{3} \pi r_0^3 \cdot \rho g$ — сила Архимеда; $F_L = C \cdot$

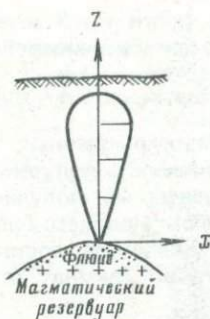


Рис. 62. Ориентировка координат у расширяющегося канала

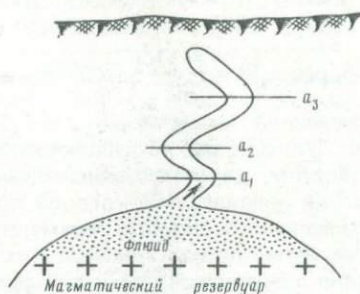


Рис. 63. Сечения, выбранные для анализа у канала, имеющего в разрезе извилистую форму

$\frac{\rho v^2}{2} \cdot \pi r_0^2$ — сила лобового сопротивления (касательным сопротивлением можно пренебречь, так как оно несравнимо мало по сравнению с F_A).

Учитывая, что масса $m = \rho_k v = \rho_k \cdot \frac{4}{3} \pi r_0^3$, где ρ_k — плотность обломка, уравнение (18) даст следующее выражение

$$v = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{\rho_k - \rho}{C \cdot \rho} \cdot g r_0}. \quad (19)$$

Из этого уравнения видно, что, во-первых, чем крупнее обломок (r возрастает), тем больше должна быть скорость потока, чтобы он покоился. Равномерно двигаться обломок не может, так как из уравнения (16) видно, что v изменяется с изменением z . Поэтому $F_L = f(z)$. Во-вторых, как было показано выше, с возрастанием плотности (сжатием) флюида его скорость убывает, а с уменьшением плотности (расширением) скорость потока флюида возрастает. Уравнение (19) подтверждает это.

Процесс брекчиеобразования начинается в точке z , близкой к z_0 , ибо именно в этой точке флюид обладает максимальной энергией (в случае, представленном на рис. 61). Брекиеобразование произойдет в первую очередь в точках изгиба, так как флюид здесь сжимается сильно и, как было показано, здесь может в первую очередь проявляться не только кессонно-эксплозивный, но и кавитационный эффект. По истечении достаточно большого промежутка времени t можно принять ρ равной статической плотности на глубине h . Для идеального газа $\rho = \frac{P}{RT} = \frac{10^5 + 2,65 \cdot 10^4 \cdot h}{287 \cdot 1273} = 0,3 + 0,08 h$; (напомним, что мы приняли на глуби-

не h от поверхности Земли температуру флюида $T = 1273K$, $P = 1 \text{ атм} + \rho g h$ — давление флюида и $\rho = 2,65 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ — плотность породы). Подставив эти данные в уравнение (19), получим для $r = 1 \text{ см}$ (приняв $C = 0,9$ и $h = 2,3 \text{ км}$) $v \sim 3 \text{ м/сек}$. Такая небольшая скорость флюида, необходимая для дифференцированного перемещения обломков, вычисленная без использования положений адиабатического процесса, хорошо подтверждает полученные данные скоростей прохождения газа в цилин-

дрическом канале ($v = 10$ км/сек). Для скорости $v = 3$ м/сек, согласно графика [168, с. 205], получается $C = 0,9$, так как число Рейнольдса в этом случае равно $R = \frac{2v z_0}{\nu} = 10^5$ (ν — кинематический коэффициент вяз-

кости, равный для паров воды $\nu = 4 \cdot 10^{-7}$ при выбранных температуре и давлении). Это еще раз подтверждает правильность полученных данных.

Таким образом, двумя независимыми путями мы получили, что скорость движения флюида, при которой происходит процесс брекчиеобразования и дифференцированного перемещения обломков, составляет незначительную величину порядка нескольких метров в секунду, что находится в соответствии с экспериментальными данными.

Вернемся к формуле (19). Если $r > r_0$, то обломок будет погружаться, но при этом увеличится скорость потока флюида (а, значит, увеличится F_D). Поэтому этот крупный обломок должен остановиться. Как было показано при решении первой задачи, прохождение флюида в цилиндрическом канале происходит пульсационно (за счет его сжатия и расширения). Поэтому обломок с размерностью r будет колебаться около некоторой точки. Это колебание со временем затухает. Но когда $t \rightarrow \infty$, скорость флюида уменьшается и крупные обломки будут медленно погружаться,

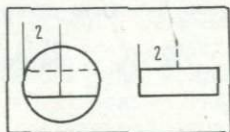


Рис. 64. Различная гравитационная крупность обломков при их одинаковом радиусе

одновременно испытывая затухание колебания. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока наблюдаются стабильные давление и температура. При их снижении происходит цементация хаотически перемещенной брекчии.

Теперь рассмотрим поведение обломка, у которого $r < r_0$. В брекчии с большей крупностью обломков он должен подниматься. Но поскольку скорость потока в апикальной части канала снижается, этот мелкий обломок также должен остановиться. Далее применимы те же рассуждения, что и для опускающихся крупных обломков.

На перемещение обломков влияет их форма. На рис. 64 представлены обломки с одинаковым радиусом, но различной формы. Очевидно, что если сферический обломок 2 покоится, обломок 1 будет подниматься (так как обладает малой гравитационной крупностью), а обломок 3 — опускаться.

Рассмотренной математической моделью достаточно полно объясняются не только дифференцированное перемещение обломков, но и сама внутренняя сущность процесса флюидизации.

Обрушения за счет усадки при кристаллизации магмы. Известно, что кристаллизация расплава сопровождается уменьшением объема при увеличении плотности вещества; в металлургии и камнелитейном производстве это получило наименование "усадки при кристаллизации". Процесс усадки характерен для многих породообразующих минералов и горных пород, что характеризуется табл. 9 и 10.

Зная коэффициенты усадки отдельных минералов и исходя из типичного среднего количественно-минералогического состава горных пород, можно рассчитать для последних средние коэффициенты усадки в процессе кристаллизации. По подсчетам Д.М. Орлова [123], для гранитов усадка

Таблица 9

Плотность кристаллов и отвечающих им стекол (по Р. Дели)

Породы	Плотность, г/см ³		Уменьшение плотности при витрификации, %
	Кристалл	Стекло	
Анортит	2,765	2,700	2,35
Ab ₁ An ₅	2,733	2,648	3,1
Ab ₁ An ₂	2,710	2,591	4,4
Ab ₁ An ₁	2,679	2,533	5,5
Ab ₂ An ₁	2,660	2,483	6,7
Ab ₃ An ₁	2,649	2,458	7,2
Альбит	2,605	2,382	8,6
Ортоклаз	2,551	2,351	7,8
Кварц (низкотемпературный)	2,651	2,203	16,9
Диопсид	3,275	2,830	13,6
Энстатит	3,175	2,743	13,6
Авгит	3,266	2,835	13,2
Роговая обманка	3,216	2,826	12,1
Оливин	3,381	2,831	16,3
Гранат	3,900	3,050	21,8

Таблица 10

Плотность кристаллических пород и отвечающих им искусственных стекол (по Р. Дели)

Порода	Плотность, г/см ³		Разность в плотности, %
	Порода	Стекло	
Гранит, Шеп-Фелс	2,656	2,446	7,90
Гранит, Петерхед	2,630	2,376	9,66
Диорит, Маркфильд	2,880	2,720	5,90
Диорит, Гарсней	2,833	2,680	5,40
Габбро, Капрок Фелл	2,940	2,791	5,07
Диабаз, Палисадес	2,975	2,761	7,19
Диабаз, Авинел-Хэвэн	2,960	2,760	6,80

составляет примерно 10%, для диоритов — около 7%, для габбро — около 8%, для пироксенитов — около 13% и для оливинитов — около 16%. По мнению В.А. Дворкина-Самарского [42], уменьшение объема гранитоидов на 5,5% связано с переходом α -кварца в β -кварц, что происходит при температуре 573°С. Вполне естественно, что за счет подобной усадки может осуществляться перемещение материала в канале ФЭС и ее ближайшем окружении. Рассмотрим подробнее этот случай.

На стенки магматического резервуара, кровля которого находится на какой-то глубине от поверхности, действуют разнообразные силы. Предположим, что кровля магматического резервуара находится на глубине 2 км. Давление магмы у кровли резервуара равно давлению вышележащего столба пород (около 540 бар). При плотности расплава, равной 0,0024 кг/см³, гидростатическое давление его на глубине 1 км от кровли магматической камеры (т.е. на глубине 3 км от поверхности) составляет

$540 + 240 = 780$ бар, на глубине 2 км от кровли — $540 + 480 = 1020$ бар и т.д. В то же время во вмещающих породах на глубине 3 км от поверхности вертикальное давление равно 810 бар, а боковое — 270 бар. Таким образом, породы боковой стенки камеры находятся в условиях трехосного напряжения. Максимальным будет напряжение, обусловленное нагрузкой вышележащих пород, промежуточным — вызванное гидростатическим давлением магмы и минимальным боковое давление в плоскости, параллельной контакту.

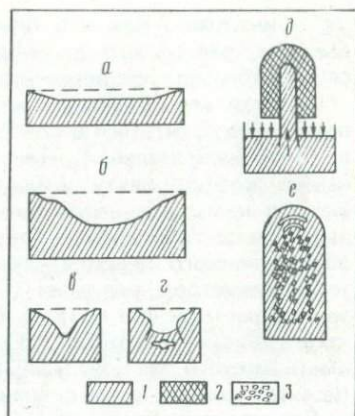
При остывании магматического резервуара напряжения в кровле имеют существенно иной характер. Породы кровли своим весом давят на расплав, заполняющий камеру. В случае падения гидростатического давления в камере, кровля потеряет опору и под силой собственного веса будет стремиться переместиться вниз. При этом в краевых частях блока пород кровли возникает напряжения сдвига или изгиба. Как отмечалось, прочность горных пород на изгиб и сдвиг значительно меньше, чем на раздавливание. Наличие всестороннего сжатия, резко повышающего прочность пород на раздавливание, сравнительно мало влияет на их прочность по отношению к деформации сдвига. Даже небольшое падение гидростатического давления расплава в камере приводит к деформации толщи пород кровли и в то же время, в случае достижения стенками равновесия, мало отразится на их прочности.

Из сказанного следует, что магматический резервуар штокообразной формы подобен сосуду с прочными боковыми стенками и малопрочной (эластичной или хрупкой) кровлей. Иными словами, процессы, происходящие при кристаллизации расплава в магматических резервуарах, во многом аналогичны явлениям, возникающим при кристаллизации расплава в сосудах различной формы. Наиболее удобными для моделирования, выполненного Д.М. Орловым [123], оказались парафин и нафталин, коэффициенты усадки которых составляют 12–14%, т.е. вполне сопоставимы с таковыми у ряда породообразующих минералов и изверженных пород. При кристаллизации парафина в открытом сосуде, высота которого значительно меньше его диаметра, усадка выражается в равномерном погружении уровня кристаллизующегося вещества и лишь у стенок сосуда наблюдается появление вогнутого мениска (рис. 65). Если высота сосуда достаточно велика и охлаждающее влияние стенок значительное, то при кристаллизации в центральной части парафиновой отливки формируется чашеобразное или воронкообразное углубление (см. рис. 65). Его возникновение обусловлено оттоком еще жидкого вещества к стенкам сосуда, от которых начинается кристаллизация. Верхний слой уже закристаллизованного парафина пластически деформируется силой атмосферного давления. Если кристаллизующееся вещество не пластично, возникающая на поверхности расплава корка взламывается и чаше- или воронкообразное углубление имеет ступенчатую форму (см. рис. 65). Глубина воронки или чаши при таком коэффициенте усадки пропорциональна отношению высоты отливки к ее поперечному сечению, что видно из рис. 65.

При кристаллизации парафина в замкнутом сосуде, сообщающемся с резервуаром расплавленного парафина, наблюдаются следующие явления. С момента начала кристаллизации вследствие уменьшения объема вещества в верхнем сосуде (см. рис. 65) расплавленный парафин из нижнего резервуара атмосферным давлением выжимается в верхний сосуд. Это видно по положению уровня расплавленного парафина в нижнем сосуде. Еще лучше процесс наблюдается, если парафин в нижнем сосуде подкрашен и поступившая в верхний резервуар порция его четко выделяется на фоне неокрашенного. Объем поступившей порции расплавленного парафина составляет

Рис. 65. Форма раковин оседания, возникающих при кристаллизации парафиновых отливок [123]

а-в — сечения через парафиновые отливки, показывающие изменение формы воронки проседания в зависимости от первичной формы сосуда, г — форма воронки проседания, возникающая в процессе кристаллизации хрупких солей, д — засасывание парафина в верхний сосуд, вызванное усадкой при кристаллизации, е — распределение усадочных раковин в цилиндрической парафиновой отливке при кристаллизации в замкнутом сосуде; 1 — парафин нижней отливки, 2 — то же, верхней отливки, 3 — усадочные раковины



около 13% объема сосуда, т.е. отвечает коэффициенту усадки этого вещества. Если же кристаллизация ведется в полностью замкнутом сосуде (в парафиновой отливке) в результате уменьшения объема кристаллизующегося вещества возникают усадочные раковинистые трещины, которые располагаются концентрическими зонами, параллельными стенкам сосуда (см. рис. 65). В сосуде возникает значительное разряжение, проявляющееся в том, что при открывании в него с шумом врывается атмосферный воздух. Этот процесс, образно названный "антивзрывом" и в настоящее время детально изученный, позволил Д.М. Орлову рассмотреть проявление усадки при кристаллизации интрузий различной геометрической формы.

В камерах пластообразной формы расплав после его внедрения находится под постоянным гидростатическим давлением, равным весу столба вышележащих пород. При значительных площадных размерах интрузий перекрывающие их отложения всем своим весом лежат на подстилающем их кристаллизующем расплаве, практически не имея других точек опоры. В связи с этим, при уменьшении объема магмы в результате ее кристаллизации вышележащие толщи пород будут постепенно опускаться и мощность такой пластообразной камеры будет постепенно, но непрерывно уменьшаться. Как следует из табл. 10, сокращение мощности пластовой камеры, выполненной расплавом диабазового состава, при начальной высоте ее в 100 м составит по высоте всего 7 м.

Принципиально иные явления будут происходить в камере цилиндрической формы, высота которой близка к поперечному размеру или больше его (большинство штоков, неков и т.п.). Уменьшение гидростатического давления расплава приводит прежде всего к деформации кровли камеры и не отражается на прочности боковых стенок магматического резервуара. Если камера такой формы не сообщается с поверхностью и с магматическим очагом, уменьшение объема заключенного в ней материала может быть компенсировано только прогибанием кровли, а в случае развития в апикальной части ФЭС — втягиванием в ее канал брекчиевого материала, которое может дойти до поверхности. В начальные этапы консолидации массива будет проседать весь блок пород кровли. В дальнейшем, по мере перемещения фронта кристаллизации расплава вглубь камеры, внутренняя часть резервуара, выполненная еще нераскристаллизованной магмой, будет сокращаться. Опускающийся при этом блок пород кровли своими краевыми частями будет опираться уже на консолидированные краевые

части интрузии. Как и в опыте с кристаллизацией парафина в сосуде с высотой, равной его диаметру, так и над камерой будет формироваться чашеобразное или воронкообразное углубление.

Области максимальных напряжений изгиба в породах кровли будут постепенно сдвигаться в плане к центру интрузии, за счет чего здесь и должны быть максимальные напряжения. Глубина проседания будет пропорциональна коэффициенту усадки консолидирующихся пород и отношению высоты камеры к ее поперечному сечению. Как следует из описанных выше опытов и коэффициентов усадки (табл. 9 и 10), высота перемещения, обусловленного консолидацией интрузии цилиндрической формы с высотой и диаметром, равными 3 км, может достигнуть 1–1,5 км в кольцевой зоне диаметром 400 м. Процесс усадки происходит в течение всего периода кристаллизации интрузий, но максимальные значения перемещений должны иметь место в заключительные моменты становления магматических тел, т.е. в те периоды, когда формируются ФЭС.

Процесс проседания отдельных блоков за счет флюидизации или за счет усадки при кристаллизации магматического резервуара может осложняться явлениями так называемых "внезапных выбросов". Катастрофические "внезапные выбросы" часто проявляются в подземных выработках, пройденных в крепких породах, и заключаются в возникновении брекчий отслаивания. Глубина, на которой они начинаются, различная, но обычно превосходит 300 м. Механизм "внезапных выбросов" был изучен более полувека назад Бриджаменом. Он подвергал образцы кристаллов и пород (порфиры, андезиты), в которых были выточены цилиндрические отверстия, гидростатическому давлению до 7000 кг/см². При этом были установлены нарушения типа внезапных выбросов: размеры цилиндрических полостей увеличивались и они заполнялись обломками различных форм и размеров, отслаивающихся от стенок полостей. При увеличении давления частота отрывов и скорость движения обломков возрастали. При откалывании не наблюдалось связи границ обломков с кристаллографическими элементами образцов.

Явления усадки при кристаллизации не только могут принимать участие в окончательном формировании ФЭС, но и быть причиной образования полостей, вмещающих кольцевые дайки. Последние могут возникнуть в том случае, когда кровля интрузии окажется неподатливой и кристаллизация магматических масс будет происходить в замкнутой системе. Образующиеся при этом кольцевые разломы могут быть заполнены поздними дифференциатами магмы. Подобные условия в природе могут существовать на относительно больших глубинах. В приповерхностных условиях более характерными будут явления обрушения, доходящие до поверхности. За счет этого в каналах брекчиевых ФЭС встречаются обугленные обломки древесной растительности, блоки озерных отложений с фауной и т.д.

За счет усадки при кристаллизации происходит не только обрушение, но чаще отмечается воронкообразное строение в апикальных частях магматических тел. Это бывает хорошо видно в некоторых стратифицированных габбро-анортозитовых и трапировых интрузиях, где воронки легко выявляются благодаря отчетливо выраженной полосчатости пород. Вероятно, подобные внутренние структуры характерны и для гранитоидных массивов, однако там они выражены менее четко и не диагностируются.

Чашеобразные прогибы, возникающие за счет усадки при кристаллизации, превышают диаметры некоторых брекчиевых ФЭС в несколько раз (Коршуновская ФЭС и др.).

Обрушения за счет оттока магмы. Д.В. Перри [127] считает причиной обрушения не усадку при кристаллизации, а отток магмы. В этом случае

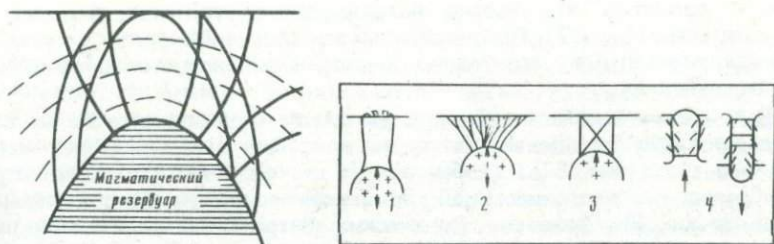


Рис. 66. Схема образования конических и кольцевых разломов [190]

Рис. 67. Генетические типы кольцевых разломов (по [111])

1 — цилиндрические трещины отрыва; 2 — центриклинальные трещины отрыва; 3 — вертикальные и конические (центриклинальные и периклинальные) трещины отрыва; 4 — оперяющиеся (центриклинальные и периклинальные) трещины отрыва, формирующиеся при образовании кольцевого горста или габена

должна предполагаться связь конкретного магматического очага либо с поверхностью, либо с общим резервуаром. На процесс обрушения оказывают влияние количество излившейся магмы, скорость излияния, крепость пород, глубина залегания магматического купола, количество газов, достигших поверхности, и общее количество газов.

Причины, приводящие к сокращению объема магматического тела, выраженные усадкой при кристаллизации и оттоком магмы, могут действовать совместно, особенно в случае открытой системы, когда локальный консолидирующий магматический очаг сообщается с более крупным резервуаром и поверхностью.

Обрушения за счет минерализационного выщелачивания. Растворы в постмагматическую стадию могут растворять стенки брекчиевых ФЭС и вызывать дополнительное брекчирование и обрушение. Этот процесс аналогичен оседанию, наблюдающемуся над искусственными выработками. Оседание, по мнению Мак-Кинстри [99], продолжается до тех пор, пока над выщелоченным пространством не образуется куполовидной кровли или оно не достигнет поверхности. Большое значение этому явлению придают А.В. Королев на основании данных по месторождению Алмалык и В. Джонстон и И. Лоувелл [213], исследовавшие ФЭС Коппер-Бейсик в Аризоне. Однако роль этих явлений по сравнению с флюидизацией и усадкой при кристаллизации, по-видимому, незначительна.

Обрушение при формировании кольцевых даек. При интродуировании магмы могут наблюдаться следующие три случая ее соотношения с вмещающими породами. [190]. При уравнивании давления магмы давлением вмещающих пород происходит статическое равновесие. Увеличение давления магмы против величины, отвечающей состоянию равновесия, приводит к появлению напряжений во вмещающих породах над магматическим очагом. В результате могут возникнуть разломы по определенным поверхностям, вдоль которых будет выжиматься магма из глубинного резервуара (рис. 66). Если давление магмы меньше внешнего давления (что будет при ее усадке или оттоке), то возникают разломы, используемые позднее интродуируемой магмой. По мнению Е. Андерсона, при избыточном давлении магмы возникают конические и неполноконические разломы, сопровождающиеся коническими интрузиями, а при пониженном по сравнению с внешним давлением возникают кольцевые и неполнокольцевые разломы, сопровождаемые кольцевыми интрузиями. Так как кольцевые разломы наклонены в сторону от плутона или имеют очень крутые углы наклона, не-

трудно допустить, что участки, находящиеся внутри этого разлома, будут опускаться [111, 217]. Первопричиной этих явлений могут быть усадка при кристаллизации или отток магмы, которые осложняются формированием кольцевых даек.

В.А. Невский наметил следующие четыре типа возможного механизма формирования кольцевых разломов в кровле внедряющегося магматического тела (рис. 67): 1) образование цилиндрических трещин отрыва; 2) образование многочисленной серии конических центриклинальных трещин отрыва; 3) образование конических центриклинальных и периклинальных трещин скалывания в цилиндрическом блоке пород; 4) образование оперяющих конических центриклинальных и периклинальных трещин отрыва при вертикальных перемещениях цилиндрических блоков горных пород. Он считает, что при незначительной мощности деформируемой кровли возникает небольшое куполовидное вздутие с большим радиусом кривизны. При этом формируются крутопадающие центриклинальные конические трещины. Если же мощность пород кровли велика, вздутия не происходит или почти не происходит и в этом случае образуются цилиндрические трещины отрыва.

Котлообразные оседания могут быть поверхностными и подземными. Обычно кольцевые трещины периклинальны, но возникают также трещины, близкие к вертикальным. По мнению Ч. Офтедаля, вертикальное положение контура разрыва более логично, чем наклонное. При близком к вертикальному положению трещины поступающая магма может раздвигать ее стенки, что будет контролироваться упругостью и пластичностью вмещающих пород. Таким путем возникают кольцевые дайки незначительной протяженности.

При котлообразном оседании в простейшем случае ширина кольцевой дайки может быть повсюду одинаковой, но могут образовываться и аркообразные дайки с тупыми окончаниями и неполнокольцевые дайки. Последние возникают в том случае, когда оседающий блок оттеснен в сторону одной стенки. Оседающий блок в некоторых случаях ограничен не только трещиной, но и зоной брекчирования шириной в сотни метров, в которой устанавливается наклон пластов к центру структуры.

Возможно, котлообразные оседания, происходящие при формировании кольцевых даек, связаны с более общей причиной — падением давления в магматическом резервуаре, что происходит за счет усадки или оттока. Л.У. Ситтер [226] называет такие кольцевые дайки, сопровождающиеся обрушением, криптовулканами и считает их "недоразвитой попыткой взрывной трубки". Интрузиям кольцевых даек в этом случае предшествует образование округлых или овальных трещин, крутопадающих во внешние стороны, которые могут заполняться магмой. Иногда (например, в Сахаре) криптовулканы возвышаются в виде купола, что обусловлено поднятием магмы, предшествовавшим обрушению.

Таким образом, главнейшей причиной обрушения в период формирования ФЭС является флюидизация. На основании экспериментальных данных и математического моделирования можно заключить, что этот процесс протекает таким образом, что блоки с повышенной гравитационной крупностью утопают во внутренних частях трубчатых полостей в подвижной мелкообломочной твердо-газовой флюидизированной системе. Скорость прохождения флюидных струй при этом может составлять незначительную величину, порядка первых метров в секунду. Следующей возможной причиной обрушения является усадка при кристаллизации магматического очага. Необходимой предпосылкой для развития этого процесса является штокообразная форма материнской для ФЭС интрузии. Этот процесс разви-

вается на заключительных этапах магматической деятельности после образования ФЭС флюидогенным путем и захватывает области развития ФЭС в целом или отдельные его блоки. Отток магмы вызывает явления того же характера, что и усадка кристаллизации. Для его развития необходима связь магматического очага с поверхностью, что проявляется в излиянии лав, выбросе пирокластики и т.д. Минерализационное выщелачивание, приводящее к обрушению во внутренних частях минерализованных ФЭС, может проявиться при агрессивном воздействии на породы постмагматических растворов. Этот процесс носит локальный и осложняющий характер. В специфических условиях обрушения могут проявиться и при развитии кольцевых разломов, заполняемых впоследствии магматическим и постмагматическим (кольцевые дайки и жилы) материалом.

Глава 7

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Области распространения ФЭС, обязанных своим происхождением различным по составу магмам, находятся в зависимости от планетарных тектонических элементов: в платформенных участках земной коры развиты структуры, обусловленные ультраосновной, основной и щелочной магмой, в геосинклинальных областях автономной активизации преимущественно развиты ФЭС гранитоидной магмы (рис. 68).

ФЭС, как было показано, формируются за счет специфически развивающихся интрузивных очагов в постмагматическую стадию. Большинство их поэтому приурочено к зонам тех или иных по составу дифференцированных интрузий, довольно часто имеющих гипабиссальный облик, или к вулканоплутоническим поясам.

Положение таких поясов или отдельных интрузий как в складчатых областях, так и на платформах контролируется крупными магмоподводящими глубинными разломами, местами пересечения и разветвления линейных разломов, региональными радиальными или кольцевыми разломами, контактовыми зонами, местами пересечения контактов разломами, кальдерами прогибания и т.д.

Как показывают фактические данные, магматические тела, родоначальные для ФЭС, не возникли *in situ*. Обычно не имеется никаких доказательств зарождения магмы на месте современного нахождения интрузий под воздействием метаморфизирующих магматических флюидов на боковые породы (во всяком случае в пределах тех структурных ярусов, в которых эти интрузии располагаются). Вблизи интрузий не наблюдаются сколько-нибудь значительных по масштабу проявлений ассимиляции и контаминации. Изменения боковых пород нигде не достигают степени гранитизации или мигматизации. В эндоконтактных участках обычно происходит лишь переход песчано-глинистых пород в роговики и ороговикованные сланцы, эффузивов — в роговики и кварциты, карбонатно-терригенные осадки скарнируются и ороговиковываются, известняки — мраморизируются и скарнируются. Эндоконтактным участкам интрузий бывает присуща первичная полосчатость, вызванная изменением равномерно-зернистой структуры породы на порфировидную и афанитовую. Появление подобной

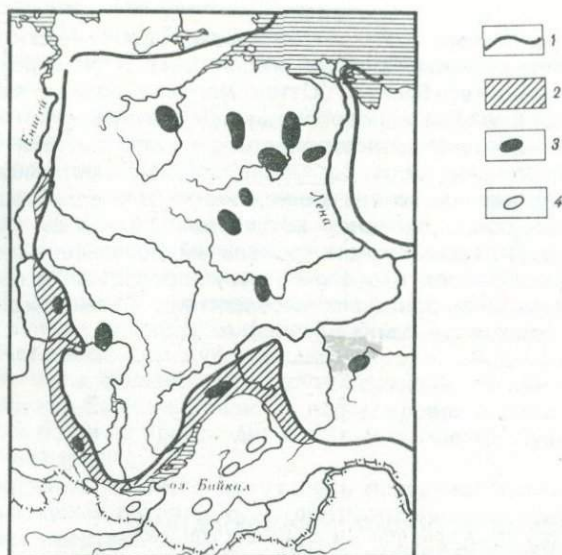


Рис. 68. Районы распространения ФЭС в пределах Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области

1 — граница Сибирской платформы; 2 — нижнепротерозойские комплексы; 3 — районы распространения ФЭС ультраосновной, щелочной и основной магмы; 4 — районы распространения ФЭС гранитоидной магмы

полосчатости обусловлено интродуцированием магмы в относительно холодные вмещающие породы.

Перечисленные особенности дифференцированных интрузий дают основание предполагать, что они формируются за счет подъема изолированных магматических масс в относительно плотном субстрате [42, 43]. Причиной перемещения в верхние структурные ярусы, как отмечалось, является высокая активность магмы, обусловленная внутренними (тепловая энергия, пониженная плотность, высокая пластичность, наличие летучих и т.д.) и внешними (тектоническая обстановка, наличие давления в магматическом очаге и т.п.) причинами. Обладая значительной тепловой энергией, меньшей, чем вмещающая среда, плотностью и, наоборот, большей пластичностью, магма перемещается с больших глубин в верхние структурные ярусы. Здесь она попадает в зоны неравномерных распределений давления, неодинаковой проницаемости и движется в сторону наименьших сопротивлений. Важнейшим фактором, приводящим к перемещению магмы, является ее тепловая энергия, трансформируемая в кинетическую.

Имеются подсчеты, показывающие, что для подъема магмы с глубины 40 км потребуется энергия, соответствующая падению ее температуры на 300–400°, а наличие летучих, пониженная плотность и высокая пластичность магмы являются факторами, способствующими ее перемещению.

Конкретное положение ФЭС контролируется тектоническими структурами регионального характера. Как свидетельствует приведенный материал и данные П.Д. Яковлева, большинство их располагается либо в древних кальдерах, либо на линиях разрывных нарушений, изгибах, пересечениях, сопряжениях и разветвлениях разрывных нарушений, местах сопряжения опирающихся трещин с главными разломами, на контактах различных пород

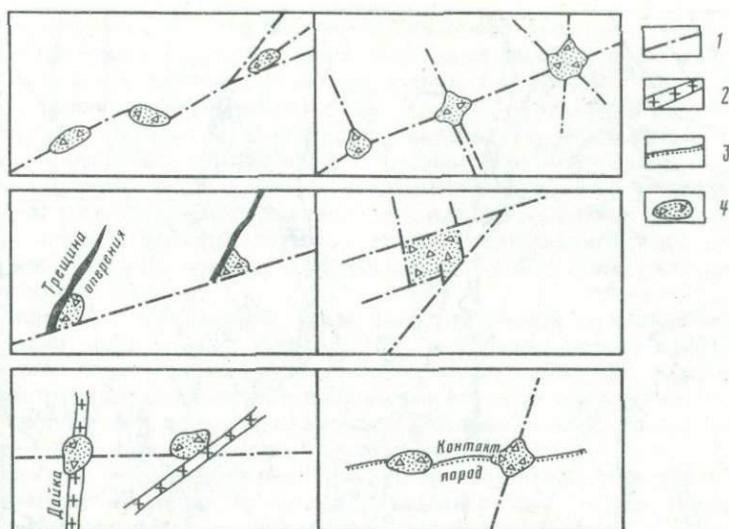


Рис. 69. Факторы, контролирующие положение различных ФЭС [185]
1 — разрывные нарушения; 2 — дайки; 3 — контакты пород; 4 — ФЭС

и в местах пересечения контактов и даек нарушениями (рис. 69). Однако предпринятая попытка обнаружить закономерность в размещении ФЭС, в зависимости от ориентировки линейных разломов не увенчалась успехом. По-видимому, такая приуроченность вообще наблюдается редко и, очевидно, контроль ФЭС глубинными разломами имеет косвенный характер. В то же время конфигурация ФЭС на глубине зависит от ориентировки локальных трещин-каналов, соединяющих ФЭС с материнскими магматическими очагами. Л.Г. Страхов [154, 155], при анализе закономерностей размещения железорудных трубок на юге Сибирской платформы установил, что ориентировка трещин-каналов и их сочетание определяют конфигурацию вулcano-тектонических центров, контролирующих положение ФЭС. То же самое следует из примера разработок алмазоносных месторождений — Кимберлей, Роберт Виктор, Св. Августин и др. Форма поперечного сечения их структур меняется по мере углубления с изометричной на овальную, затем вытянутую и трещинообразную. При этом установлено, что длинные оси овальных и вытянутых трубок совпадают с простираем трещин-даек, в которые они на глубине переходят. Следовательно, по вытянутости поперечного сечения трубок с достаточной долей вероятности можно судить об ориентировке подводящих трещин.

Анализ совокупных данных по ориентировке трещин-каналов, определенной по удлинению трубок на месторождениях ангаро-илимского типа, позволил Л.Г. Страхову прийти к выводу, что основная их часть ориентирована вдоль кольцевых линий (рис. 70). Особенно четко выделяется южное Илимское кольцо размером 75x80 км, по периферии которого располагаются месторождения (Коршуновское, Татьянинское, Пасмурное, Рудногорское) с резко выраженной ориентировкой удлинения трубок по периметру кольца и рудопроявления (Шестаковское, Читорминское, Ждановское, Братское, Мельничное и др.) с изометричной или невыясненной формой трубок. С севера к Илимскому кольцу примыкает Тубинское кольцо размером 100x120 км, в центральной части которого распола-

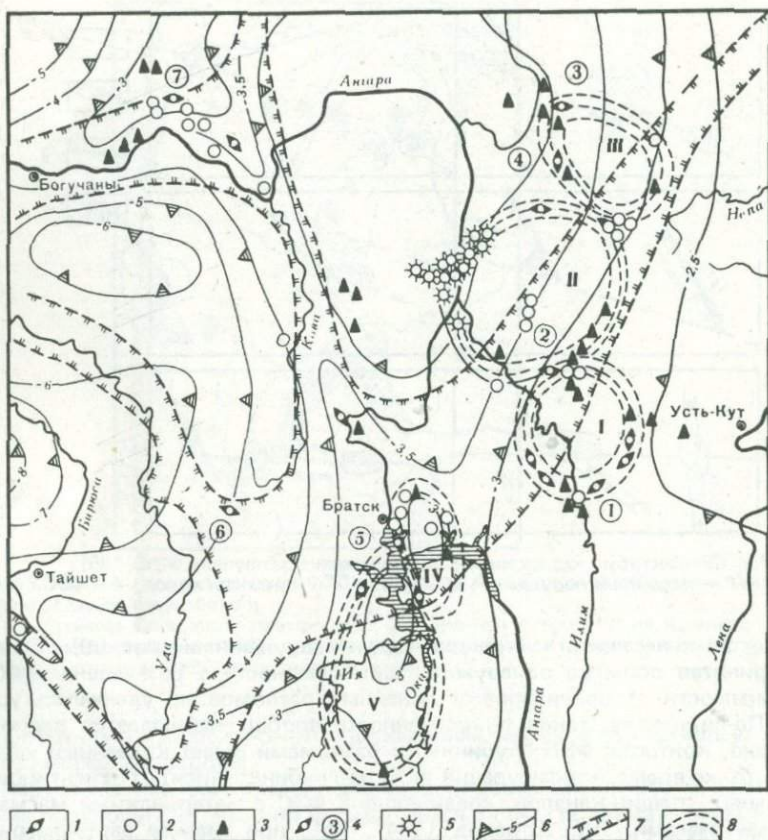


Рис. 70. Расположение кольцевых структур с железорудными ФЭС на юге Сибирской платформы [155] в интерпретации автора

1 — ФЭС и ориентировка подводющих трещин-каналов; 2 — рудопроявления с изометричной формой трубок; 3 — рудопроявления гидротермального магнетита с невыясненной структурой; 4 — наиболее крупные месторождения с ФЭС (цифры на схеме): 1 — Коршуновское, 2 — Рудногорское, 3 — Нерюндинское, 4 — Капаевское, 5 — Красноярское, 6 — Октябрьское, 7 — Тагарское; 5 — трапповые вулканы; 6 — изолинии глубин кристаллического фундамента платформы; 7 — границы "петельчатых" зон разломов; 8 — предполагаемые контуры очаговых кольцевых структур (I — Илимская, II — Тубинская, III — Нерюндинская, IV — Братская, V — Окинская)

гается Тубинское месторождение с тремя ФЭС, ориентированными в субмеридиональном направлении. Южная часть Тубинского и северная Илимского колец являются общими для двух структур. Здесь находится одно из наиболее крупных месторождений района — Рудногорское. По периферии Тубинского кольца располагаются рудопроявления Усть-Граминское, Верхне-Бериканское, Бериканское Коврижка Поливская, Кольцевое и группа туфовых вулканов (район Усть-Илима), в которых оруденения не зафиксировано. На севере Тубинская структура смыкается с Нерюндинской кольцевой структурой диаметром 65 км. Последняя по периметру фиксируется Верхне-Бериканским, Мало-Юхтинским, Пономаревским, Нерюндинским, Спутником, Капаевским месторождениями.

По кольцевой линии развиты ФЭС с сульфидно-никелевой минерализа-

цией в пределах Чайского базит-гипербазитового массива Северного Прибайкалья (Чайское месторождение, рудопроявления Надежда и Огиендо). Редкометалльные месторождения, на которых известны ФЭС в Джидинском рудном районе Западного Забайкалья, образуют в совокупности замкнутую "кольцевую структуру", имеющую в плане форму эллипса [97]. Наличие его подтверждается результатами качественного анализа гравитационного поля. Цепочки локальных гравитационных минимумов образуют неправильной формы эллипсы, как бы вписанные один в другой. Общая структура определяется наличием центрального ядра размером 7х10 км и двух окружающих его концентрических полос, расположенных на расстоянии 3—4 км.

В пределах выявленной нами Нуд-Бартойской хризолит-пироповой провинции в бассейне р. Джиды [166] в лавовом потоке кайнозойских базальтов имеется кольцевая цепочка мультобразных пиропоносных морфоструктур, заполненных продуктами разрушения брекчий базальтоидов с обломками пород фундамента и кольцевая цепочка туфовых вулканов, содержащих оливиновые включения (рис. 71).

Подобные кольцевые структуры, иногда обусловленные воздыманием фундамента, но чаще являющиеся надочаговыми зонами повышенной проницаемости флюидов, совмещенными в пространстве с кольцевыми разрывами, хорошо дешифрируются на аэрофото- и космических снимках [122]. Они получили название тектоноконцентроров [30], а их положение и время зарождения не раз рассматривались в литературе [111, 179, 225].

Региональным тектоническим разрывам принадлежит большая роль в определении положения тех интрузий, к которым приурочены ФЭС. Роль тектонических разрывов остается весьма важной при рудообразовании [230], так как нередко они вмещают рудную минерализацию на периферии ФЭС и внутри их (при проявлении разломов после образования брекчий). Это требует более подробного их рассмотрения.

ФЭС возникают в земной коре в силу флюидогенного действия магматического очага. При их формировании действуют вертикальные силы, направленные в основном к поверхности, при взрывном саморазвитии магматических газов, паров воды и постмагматических продуктов, при медленном выдавливании брекчиевых и магматических масс. Эти вертикально направленные силы могут быть ориентированы и в нисходящем направлении, что имеет место при явлениях обрушения. Силы, действующие в других направлениях, незначительны. Поэтому главное внимание мы уделим особенностям тех разрывов, которые возникают за счет вертикально действующих сил того или иного знака.

Естественно предположить, что высокие напряжения будут возникать не только за счет летучих веществ магмы, но также и за счет других ее внутренних сил (внутреннего давления, тектонического давления и т.д.). Выше отмечалось, что в момент подъема интрузий на первый план выступают напряжения, создаваемые магмой при участии летучих компонентов. Эти напряжения могут создать не только медленное наращивание нагрузки, но и обусловить явления кессонно-взрывной деятельности.

При активном механическом воздействии сил, возникающих при формировании ФЭС, может произойти локальное нарушение сплошности вмещающих пород. Для понимания механизма этих нарушений применены положения теории деформации на примере куполовидного вспучивания пластического тела, детально рассмотренного в работах В.Н. Даниловича [41], Г.И. Туговика [160, 161], и И.В. Лучицкого, П.М. Бондаренко [94, 95].

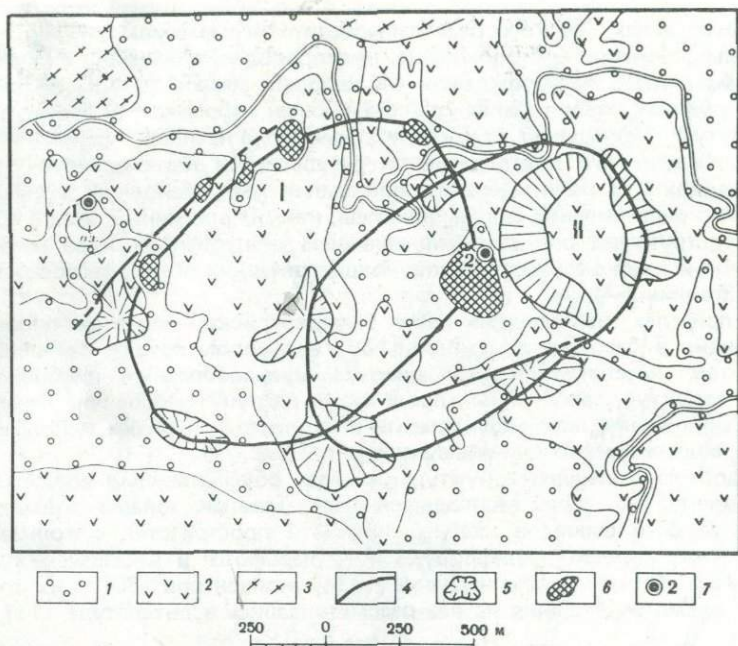


Рис. 71. Структурная схема Нуд-Бартойской хризолит-пироповой провинции

1 — наносы; 2 — кайнозойские щелочные базальты; 3 — кристаллические породы; 4 — кольцевые структуры (I — с предполагаемыми трубками, II — с туфовыми вулканами); 5 — вулканические конусы; 6 — мульдобразные структуры, заполненные пироподержащими продуктами выветривания брекчий; 7 — места детального опробования

Участок пластообразного тела, подвергающийся воздействию вертикально направленной медленно действующей силы, т.е. деформации вспучивания, превращается в купол. В частном случае этот купол имеет в плане форму круга. Поверхность купола по периферии плавно переходит в недеформированную поверхность пластообразного тела. При вертикальном, направленном снизу вверх давлении поверхность купола обладает наибольшей крутизной в средней части его склонов. Как следует из геометрического анализа, при вспучивании тело испытывает увеличение размеров во всех направлениях, параллельных его деформированному основанию. Для сохранения объема или хотя бы частичной компенсации того увеличения объема, который при этом происходит, тело будет сокращать размеры в направлениях, перпендикулярных основанию, т.е. уменьшать свою толщину.

Изложенное подтверждается опытами В.В. Белоусова [6] и Г. Траппа [233], поставленными с целью изучения механических явлений, происходящих в слоистой пластичной толще, испытывающей изгибание под влиянием давления, нормального к пластам и приложенного лишь с одной стороны. В подобных условиях в слоистых породах образовывался купол, причем в нижних слоях он всегда оказывался меньшим по диаметру и более крутым и высоким, чем в верхних слоях, которые изгибаются на большей площади и более полого. Иногда верхние слои вообще не дают заметного изгиба, тогда как в нижних купол обрисовывается вполне отчетливо.

Уменьшение мощности, происходящее при изгибании слоев, В.В. Белоусов объясняет выжиманием частиц пластичного материала из купола в окружающее пространство, которое фиксируется в нижних, относительно более пластичных слоях. В верхних же слоях обычно происходит лишь слабое растяжение. Явление выжимания со свода купола связано с перераспределением напряжений. Диаметр купола увеличивается с удалением от поверхности приложения давления. Последнее, распределяясь вверх, рассеивается на большой площади и выражается, таким образом, в меньших напряжениях на единицу площади. Поэтому если сверху напряжения приводят к сокращению мощности слоя в меру его растяжения при изгибе, то глубже, где растяжение на единицу площади больше, наблюдается раздавливание и выжимание материала в стороны, т.е. туда, где давление будет меньше или вовсе отсутствовать. Выжиманию способствует поднятие верхних слоев на большую площадь, чем площадь давления снизу, где возникает зона пониженного давления, заполняемая летучими или магмой. Это явление лучше выражено в том случае, когда под пластичным слоем располагается слой менее пластичный и трудно изгибающийся. В экспериментальной обстановке под менее пластичным слоем наблюдается даже образование пустот, чего в природных условиях из-за большого давления не наблюдается. Пустоты заполняются брекчиями или магматическим материалом.

Гарольд Трапп через слой песка мощностью около 2 см, перекрытый слоем глины мощностью около 0,5 см, нагнетал воду. Глина сверху была покрыта водой (статическая нагрузка). Между песком и глиной образовывался водяной прослой мощностью около 0,5 см, что сопровождалось вспучиванием глины и образованием под ней куполообразных полостей и "некков". Дальнейшее нагнетание воды сопровождалось прорывом слоя глины над сводами мелких куполов, так что вода, поступающая под глину, вместе со взвешенными частицами глины прорывалась в верхний перекрывающий слой воды с образованием подводных трубчатых структур (air-pocket). При этом давление с обеих сторон глинистого пласта уравнивалось.

Изменение формы пластообразного тела за счет куполовидного вспучивания представляет, по данным В.Н. Даниловича, неоднородную трехосную деформацию. При этом во всех точках тела малые оси C , по которым происходит сокращение размеров, располагаются вкрест ближайшим участкам оснований, а параллельно последним лежат оси A (ось удлинения). Следовательно, в точках, где крутизна по образующей купола больше, крутизны в поперечном к ней направлении, параллельном основаниям тела, ось A параллельна образующей купола или совпадает с ней. В тех же точках, в которых линия наибольшей крутизны располагается поперек образующей, ось A перпендикулярна направлению последней.

Таким образом, мы получаем представление об ориентировке осей деформации в различных точках купола, возникающей при медленном наращении напряжений. Во всех его частях деформацию можно считать прямой, так как она обусловлена либо давлением (напором флюидов), направленных снизу вверх, либо падением давления, происходящей за счет усадки при кристаллизации или оттоке магмы.

В природе мы встречаемся с двумя типами ФЭС: с удлиненным (при дайковой форме ФЭС) и круглым (при трубообразной форме ФЭС) куполом.

Если купол имеет удлиненную форму и пологую кровлю, то во всех его частях оси A располагаются нормально образующим (рис. 72, а), при удлиненной форме купола с крутой кровлей оси A ориентированы пер-

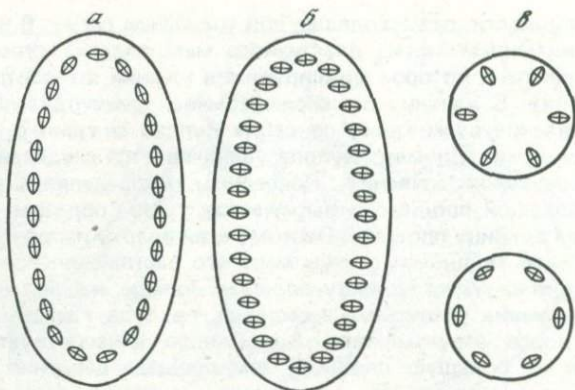


Рис. 72. Ориентировка эллипсоида деформации при образовании различных куполов: а — удлиненного купола с пологой кровлей; б — удлиненного купола с крутой кровлей; в — округлого купола с пологой кровлей; г — округлого купола с крутой кровлей

пендикулярно образующим в его периклинальных частях, а в центральной и боковых частях, т.е. в большей части купола эти оси совпадают с направлением образующих (рис. 72, б). На склонах купола, обладающих правильной округлой или близкой к тому формой, ориентировка осей деформации по отношению к образующим одинакова во всех частях (рис. 72, в и г). При этом ось А располагается либо концентрически (в куполе с пологой кровлей), либо радиально (в куполе с крутой кровлей). В центре круглого купола имеет место равное удлинение во всех направлениях, параллельных основаниям. Поэтому здесь деформацию можно изобразить эллипсоидом вращения, осью которого служит ось С.

Положением осей деформации при куполовидном вспучивании определяется ориентировка трещин, которые могут быть обусловлены механической активностью брекчиевого столба и флюидным потоком. При малой пластичности вмещающих пород преимущественно должны возникать трещины отрыва. В соответствии с ориентировкой осей, по которым происходит удлинение, эти трещины должны располагаться концентрически или радиально по отношению к куполу (контактам полости, в пределах которой наблюдается взрывное воздействие флюидов).

В связи с тем что при данной деформации удлинение происходит по двум осям (см. рис. 72, а и б), в одной и той же части тела могут возникнуть трещины отрыва по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Наиболее вероятно образование трещин, перпендикулярных оси А, которая занимает различное положение в куполах с пологой и крутой кровлей, поскольку по ней происходит максимальное удлинение; трещины же отрыва, нормальные оси В, развиваются слабее или совсем не проявляются.

В удлиненном куполе с пологой кровлей имеются благоприятные условия для развития радиальных трещин отрыва; наиболее интенсивно они развиваются в периклинальных участках, где происходит концентрация напряжений, реже они проявляются в остальных частях. В удлиненном куполе с крутой кровлей для развития радиальных трещин отрыва благоприятны периклинальные участки, во всех же остальных частях возникают концентрические трещины с центриклинальным или периклинальным падением. Вполне понятно, что над осевой частью удлиненного купола наибо-

лее легко формируются продольные вертикальные трещины отрыва, что наблюдается в экспериментальной и природной обстановке.

В округлом куполе в зависимости от ориентировки оси *A* легче возникают радиальные (купол с пологой кровлей), либо концентрические (купол с крутой кровлей) трещины отрыва. Последние сходятся в вершине купола, где имеют максимальную мощность (зияющий характер).

При деформации вспучивания, обусловленной, выдавливанием брекчиевого материала и накапливающимися флюидами, могут возникнуть и трещины скалывания (до четырех систем); легче проявляются те из них, которые связаны с тангенциальными силами, проявляющимися при удлинении по оси *A*. Сколовые трещины встречаются совместно на одних и тех же площадях с трещинами отрыва и развиваются позднее последних. Анизотропия пород и более ранняя трещиноватость благоприятствуют проявлению лишь таких трещин скалывания, которые простираются параллельно ближайшему краю купола и при этом наклонены к его центру. С такими трещинами связывается образование надвигов, которые встречаются в экзоконтактах многих ФЭС, а также сбросов (последние развиваются и по трещинам отрыва). При удлиненной форме ФЭС эти смещения бывают приурочены к ее продолговатым частям (продольные разрывы) и отсутствуют в периклинальных.

В центре округлых куполов и на их периферии возможно образование замкнутых кривых трещин скалывания, имеющих форму конуса или воронки. Такие трещины обуславливают конфигурацию самой ФЭС либо при их заполнении магматическим или постмагматическим материалом служатместищем конических и кольцевых даек и рудных жил.

Особенно благоприятными для образования ФЭС и отложения рудной минерализации являются места пересечений зияющих трещин отрыва, развивающихся над вершиной магматических куполов, с замкнутыми кольцевыми трещинами скалывания. Псевдоокруглая форма центральной части ФЭС, выполненной брекчиевым материалом, требует для своего формирования наименьшей энергии. Замкнутые же трещины скалывания являются теми поверхностями раздела, по которым легче всего происходит перемещение материала. По тектоническим признакам некоторые исследователи подразделяют ФЭС на эксплозивные без кольцевых и радиальных нарушений, с центральным опущенным блоком комбинированного происхождения (эксплозивные брекчии и центральный опущенный блок) и скрыто-вулканические [185, 186], а последние, в зависимости от глубины формирования — на глубинно-вулканические, субвулканические и приповерхностные [81, 82].

Автором были поставлены опыты по моделированию трещинообразования, происходящего при формировании удлиненных и округлых куполов с различной крутизной кровли. Исходя из принципов подобия [29], деформируемым материалом был выбран остывший до 40° расплавленный парафин, статической нагрузкой — вода. Получены следующие данные.

При формировании удлиненного купола с пологой кровлей (соотношение осей 10:1, угол наклона поверхности кровли 30°) при наращивании вертикальной, направленной снизу вверх нагрузки (до 20 кг/см²) закладывается одна главная продольная трещина, имеющая вертикальную ориентировку и зияющий характер. От нее в периклинальных частях купола веерообразно отходят несколько трещин отрыва. Зародышевые радиальные трещины, ориентированные нормально к к продольной, развиваются также в центральной части удлиненного купола. Под прямым углом к радиальным трещинам, вблизи от них, и, особенно, в периклинальных частях купола закладываются концентрические микротрещины скалывания (рис. 73, а).

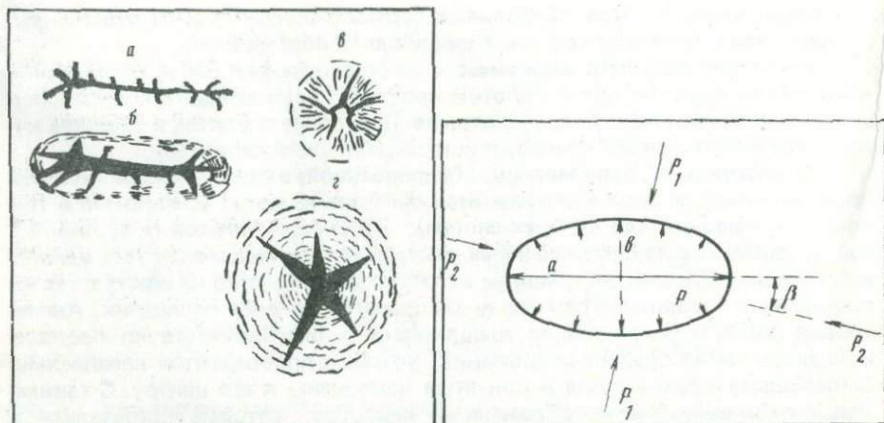


Рис. 73. Ориентировка трещин при развитии взрывных сооружений (деформируемый материал — парафин, статическая нагрузка — вода).

а — купол удлинённый с пологой кровлей; б — то же, с крутой кровлей; в — купол округлый с пологой кровлей; г — то же, с крутой кровлей

Рис. 74. Ориентировка напряжений для эллиптического взрывного тела

При образовании удлинённого крутого купола (угол наклона поверхности кровли 60°), при росте нагрузки над его осевой частью, так же как и в первом случае, вначале возникает главная продольная трещина, носящая зияющий характер. В периклинальных участках с ней сочленяются также зияющие радиальные разрывы. В центральных частях купола получают развитие обычно незначительные поперечные трещины. Наряду с продольными, радиальными и поперечными трещинами, но несколько позднее их образуется большое число мелких концентрических трещин скалывания, главным образом в периклинальных участках купола, где они соединяют собой радиальные разрывы, а также с обеих сторон купола вдоль его подножий. Здесь они обычно имеют крутое падение и наклонены к центру купола (см. рис. 73, б).

У округлого купола с пологой кровлей при наращивании нагрузки возникают преимущественно радиальные трещины. Часть из них (4—5) закладывается в ранний период приложения нагрузки и в последующем образует отчетливую звездчатую структуру. Они соединяются в вершине купола посредством небольшой кольцевой или неполнокольцевой трещины неправильной конфигурации. Между главными радиальными трещинами возникает ряд второстепенных, которые не доходят до центра купола, а развиваются преимущественно на его склонах. У основания купола проявляются также единичные и непротяженные концентрические трещины (см. рис. 73, в). Число радиальных линейных элементов в идеальном случае должно равняться шести. Это объясняется тем, что деформация пластов происходит в направлении наименьшего сопротивления, т.е. по наименьшему периметру при максимальной площади — по кругу или, при линейном расположении разрывов, по шестиугольнику [167].

Между радиальными трещинами и несколько далее их широкое развитие получают концентрические трещины центрической или, реже, периклинальной ориентировки. Соединяя концы радиальных разрывов, концентрические трещины развиваются по периметрам, образованным

ломаными прямолинейными линиями. Изменения простираций концентрических трещин наблюдаются главным образом вблизи радиальных трещин (см. рис. 73, з) и между ними.

Экспериментальные данные подтверждают представление об ориентировке и генезисе локальной трещиноватости, развивающейся вблизи ФЭС, и объясняют наблюдающиеся в природе закономерности распределения приуроченной к ним минерализации. Подобные разрывы должны возникать не только при напоре снизу, но и при действии сил обратного знака. Как следует из экспериментов Д.М. Орлова [123], при сокращении объема за счет консолидации в верхних частях магматических тел должны возникать кольцевые трещины, по которым впоследствии происходит обрушение с брекчированием материала и отложением рудного вещества.

Математическая модель напряжений вблизи взрывчатых тел. Для предложенной модели напряжений вблизи ФЭС использован математический аппарат теории эластичности, разработанный Х. Давовски [40] для магматических камер и разломов. Для абстрагирования расчетов взрывчатые тела приняты правильной эллиптической формы, в которых флюид находится под давлением P . Вмещающие породы при этом рассматриваются как идеальное эластичное и изотропное тело с независимыми от напряженного состояния и температуры физическими константами. Принято, что региональные напряжения (P_1 и P_2) действуют в бесконечности.

С изменением отношения короткой (b) и длинной (d) полуосей эллипсоида изменяется его форма от круга ($b:a=1$) до отрезка ($b:a=0$). Максимальное региональное напряжение (P_2) образует с длинной полуосью эллипса угол (рис. 74).

Задача по определению поля напряжения и перемещения на модели сведена к выводу уравнений, дающих значение и ориентировку локальных напряжений σ_1 и σ_2 и перемещений u в каждой точке около эллиптического отверстия при заданных константных значениях $P, P_1, P_2, \beta, b:a$. Это уравнения компонент напряжения и перемещения. Эллиптическая координатная система с осями ξ и η является сетью ортогонально пересекающихся конфокальных эллипсов и гипербол (рис. 75). Их уравнения в декартовой координатной системе:

$$a^2/c^2 \cos^2 A^2 \xi + y^2/c^2 \sin^2 h^2 \xi = 1; \quad (1)$$

$$x^2/c^2 \cos^2 \eta - y^2/c^2 \sin^2 \eta = 1, \quad (2)$$

где $x = \pm c$ — общий радиус. Для каждого константного значения ξ , $\xi_0 = \text{const}$ уравнение (1) определяет эллипс с полуосями $a = c \cdot \cos \xi_0$, $b = c \cdot \sin \xi$. При значении $\xi_0 = 0,55$ отношение короткой и длинной полуосей эллипсоида $b:a = 1:2$, при $\xi_0 = 0,2$ — $b:a = 1:5$, при $\xi_0 = 0,1$ — $b:a = 1:10$. При $\xi_0 = 0$ эллипс превращается в отрезок длиной $2c$.

Связь между эллиптическими (ξ, η) и декартовыми (x, y) координатами определяется зависимостями

$$x = c \cdot \cos h \xi \cos \eta, \quad y = c \cdot \sin h \xi \cdot \sin \eta; \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \cos h \xi &= \frac{1}{2c} \left\{ [(x+c)^2 + y^2]^{1/2} + [(x-c)^2 + y^2]^{1/2} \right\} \cos \eta = \\ &= 2x \left\{ [(x+c)^2 + y^2]^{1/2} + [(x-c)^2 + y^2]^{1/2} \right\}^{-1}. \end{aligned} \quad (4)$$

Компоненты напряжения и перемещения в точке с координатами ξ, η обозначаются через $\sigma_\xi, \sigma_\eta, \tau_{\xi\eta}, u_\xi, u_\eta$ (рис. 75). Индексы ξ и

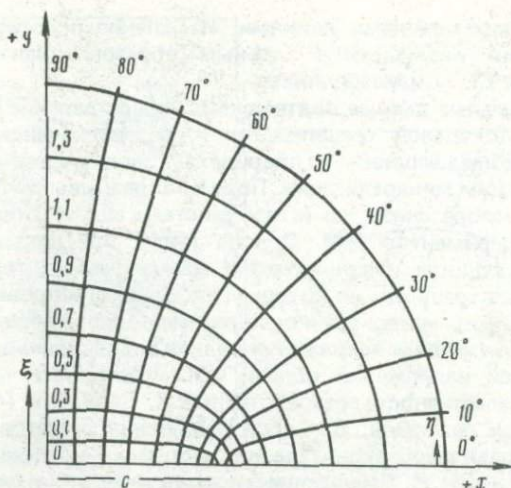


Рис. 75. Эллиптическая система координат [40]

η показывают, что направление соответствующей компоненты совпадает с нормалью к эллипсу ξ или гиперболе η в данной точке. Эти компоненты, по данным Х. Дабовски, можно представить в виде коэффициентов концентрации напряжения и перемещения:

$$k_{\eta} = \frac{\sigma_{\xi} - P}{P_2 - P} = \frac{1}{2} (m+1) a^2 \sin h 2 \xi (\cos h 2 \xi_0 + \cos h 2 \xi - 2 \cos 2 \eta) - \frac{1}{2} (m-1) a^2 \gamma + \frac{1}{2} (m-1) \cdot a l^2 \xi \left\{ \cos 2 \beta [\sin h 2 \xi - \cos h 2 \xi] + \cos 2 (\beta - \eta) [1 + 2 \cos h 2 (\xi - \xi_0)] \right\}; \quad (5)$$

$$k_{\xi} = \frac{\sigma_{\xi} - P}{P_2 - P} = \frac{1}{2} (m+1) a^2 \sin h 2 \xi (\cos h 2 \xi - \cos h 2 \xi_0) + \frac{1}{2} (m-1) a^2 \gamma + \frac{1}{2} (m-1) \cdot 2 l^2 \xi_0 \left\{ \cos 2 \beta [\sin h 2 \xi - \cos h 2 \xi] + \cos 2 (\beta - \eta) [1 - 2 \cos h 2 (\xi - \xi_0)] \right\}; \quad (6)$$

$$k_{\xi \eta} = \frac{\tau_{\xi \eta}}{P_2 - P} = \frac{1}{2} (m+1) a^2 \sin 2 \eta (\cos h 2 \xi - \cos h 2 \xi_0) + \frac{1}{2} (m-1) a^2 \left\{ l^2 \xi_0 [\cos 2 \beta \cdot \cos h 2 \xi \cdot \sin 2 \eta - \sin 2 \beta \sin h 2 \xi \cos \eta + \sin 2 (\beta - \eta) \sin h 2 \xi \cos h 2 (\xi - \xi_0) + \cos 2 \cdot (\beta - \eta) \sin h 2 (\xi - \xi_0) \sin 2 \eta] - \cos 2 \beta \sin 2 \eta \right\} - (m-1) a l^2 \xi_0 \sin 2 (\beta - \eta) \sin h 2 (\xi - \xi_0). \quad (7)$$

$$I_{\xi} = \frac{8c}{c(P_2 - P)} u_{\xi} = \eta (x-1)(2a)^{1/2} \sin h 2\xi + (m+1) [(2a)^{-1/2} x + (2a)^{1/2} \cos h 2\xi_0 - \left(\frac{a}{2}\right)^{1/2} (\cos h 2\xi + \cos 2\eta)] + (m-1) \left\{ (2a)^{-1/2} x l^{2\xi_0} \cos 2\beta - (2a)^{1/2} [l^{2\xi_0} \sin h 2(\xi - \xi_0) \cos 2(\beta + \eta) - \cos 2\beta] - \left(\frac{a}{2}\right)^{1/2} l^{2\xi_0} \cos 2\beta \cdot x (x \sin h 2\xi - \sin h 2\xi + \cos 2\eta + \cos h 2\xi) \right\}; \quad (8)$$

$$I_{\eta} = \frac{8c}{c(P_2 - P)} u_{\eta} = n(1-x) \cdot (2a)^{1/2} \sin 2\eta + (m-1) \left\{ (2a)^{-1/2} x l^{2\xi_0} \sin 2\beta + (2a)^{1/2} l^{2\xi_0} \cos h 2(\xi - \xi_0) \cdot \sin 2(\beta + \eta) + \left(\frac{a}{2}\right)^{1/2} l^{2\xi_0} [(x-1) \cos 2\beta \sin 2\eta - \sin 2\beta (\cos h 2\xi + \cos 2\eta)] \right\}, \quad (9)$$

где

$$a = (\cos h 2\xi - \cos 2\eta)^{-1}; \quad (10)$$

$$\gamma = l^{2\xi_0} [\cos 2\beta \sin h 2\xi \cos 2\eta + \sin 2\beta \cos h 2\xi \sin 2\eta + \cos 2(\beta - \eta) \sin h 2\xi \sin h 2(\xi - \xi_0) - \sin 2(\beta - \eta) \cos h 2(\xi - \xi_0) \sin 2\eta] - \cos 2\beta \sin h 2\xi, \quad (11)$$

$$m = \frac{P_1 - P}{P_2 - P} = \frac{P'_1}{P'_1}; \quad (12)$$

$$n = \frac{P}{P_2 - P} = \frac{P}{P'_2}. \quad (13)$$

Здесь $P_1 - P = P_2$; $P_2 - P = P'_2$ являются эффективными напряжениями. Замещая $\xi = \xi_0$ в (5), (6) и (7), получаем компоненты напряжения по контуру отверстия

$$\frac{\sigma_{\eta} - P}{P_2 - P} = a \left\{ (m+1) \sin h 2\xi_0 + (m-1) [l^{2\xi_0} \cos 2(\beta - \eta) \cos 2\beta] \right\}. \quad (14)$$

Они отвечают граничным условиям.

Сами напряжения и перемещения получаются из коэффициентов концентраций напряжения и перемещения. Помножив k_{ξ} и k_{η} на R'_2 и прибавив к произведению P_1 , получаем σ_{η} и σ_{ξ} ; $\tau_{\xi\eta}$ получим, помножив $k_{\xi\eta}$ на P'_2 , а u_{ξ} и u_{η} — помножив I_{ξ} и I_{η} на $cP'_2/8c$. Коэффициенты концентраций зависят от формы эллипса ξ_0 от угла β , от отношения m к η и от пластических постоянных материала (коэффициента Пуассона и модуля Юнга). При заданных константных значениях этих пяти параметров коэффициенты концентраций являются функцией координат ξ , η и определяют поля напряжения и перемещения около эллиптического отверстия.

Выражая напряжения в виде безразмерных коэффициентов в эллиптических координатах, мы устраняем эффект размеров эллипса (фокусное расстояние c). К примеру: поля концентраций напряжения около эллипса $c = 10$ м аналогичны тем же полям около эллипса $c = 1000$ м при одинаковых значениях пяти параметров ξ_0 , m , n , β , x .

Коэффициенты концентраций главных нормальных напряжений и максимального тангенциального напряжения, возникающих за счет давления флюидов в канале, можно найти, используя из теории эластичности формулы:

$$k_1 = \frac{1}{2} (k_\xi + k_\eta) + \left[k_\xi^2 \eta + \frac{1}{4} (k_\xi - k_\eta)^2 \right]^{1/2}; \quad (15)$$

$$k_2 = \frac{1}{2} (k_\xi + k_\eta) - \left[k_\xi^2 \eta + \frac{1}{4} (k_\xi - k_\eta)^2 \right]^{1/2}; \quad (16)$$

$$k_{12} = \frac{1}{2} (k_1 - k_2). \quad (17)$$

Траектории главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 можно построить по углу θ , который заключается между σ_1 и σ_2

$$\operatorname{tg} 2\theta = \frac{2k_\xi \eta}{k_\eta - k_\xi}. \quad (18)$$

Коэффициенты концентраций общего перемещения получаем по

$$I = (I_\xi^2 + I_\eta^2)^{1/2}, \quad (19)$$

а угол α между u и u_η — по

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{I_\xi}{I_\eta}. \quad (20)$$

Для численных расчетов траектории главных нормальных напряжений σ_1 и σ_2 , коэффициента концентрации общего перемещения и угла θ Б.Е. Мархадаевым (ВЦ БФ СО АН СССР) составлена программа для ЭВМ семейства М 20 на языке АЛГОЛ применительно к эллиптическому каналу в гранитах. При давлении флюидов в канале в 4 кбара траектории главных нормальных напряжений имеют вид, приведенный на рис. 76. Как видно, эти данные полностью совпадают с экспериментальными.

Примеры развития локальных разрывов. В качестве примера развития локальных разрывов рассмотрим поведение трещиноватости в эндоконтактной зоне Булуктаевской ФЭС, имеющей диаметр 115 м.

Во вмещающих палеозойских брекчированных и мусковитизированных монцитонитах в кольцевой зоне шириной 200–220 м в удалении от ФЭС и мезозойских аляскитовых гранитоидах преимущественным распространением пользуются тектонические трещины регионального фона, группирующиеся в четыре четких системы (см. рис. 30, 1). Количественно преобладает система 1: северо-восток $70^\circ \angle 80^\circ$. По простиранию к ней близка слабо проявленная система 2: юго-запад $211^\circ \angle 77^\circ$. Эти нарушения северо-западного простирания и крутого встречного падения следуют параллельно складчатым сооружениям района и совпадают с известными крутыми надвигами. Хорошо проявлена в монцитонитах система 3: северо-запад $320^\circ \angle 86^\circ$ и много слабее сопряженная с ней система 4: юго-восток $125^\circ \angle 53^\circ$. Эти трещины северо-восточного простирания располагаются перпендикулярно основным складкам района и параллельно поперечным перегибам главных складок. Часть региональных трещин северо-восточной ориентировки вмещает дайки палеозойских лампрофиров и диоритпорфиров.

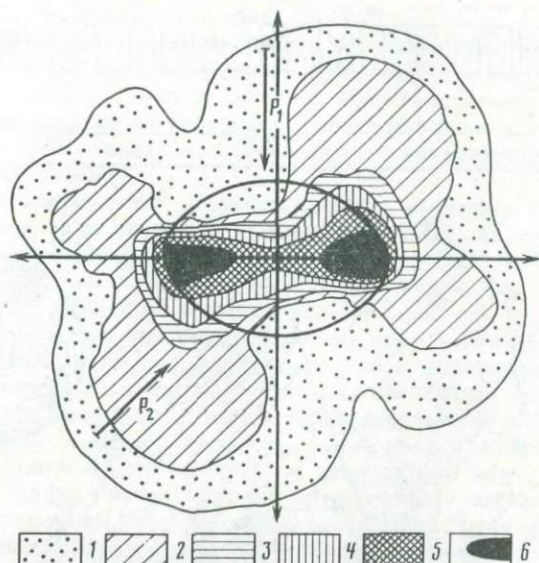


Рис. 76. Математическая модель напряжений эллиптического в плане взрывного тела. Внутреннее давление 4 кбар, региональное 3 (P_1) и 2 кбар (P_2)
1 — 6 давление (в кбар): 1 — 0,5, 2 — 1,0, 3 — 1,5, 4 — 2,0, 5 — 3,0, 6 — 4,0

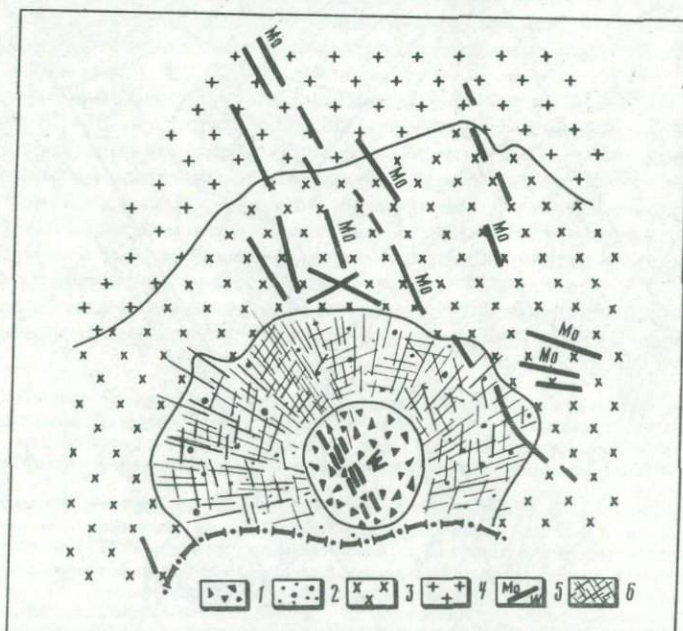
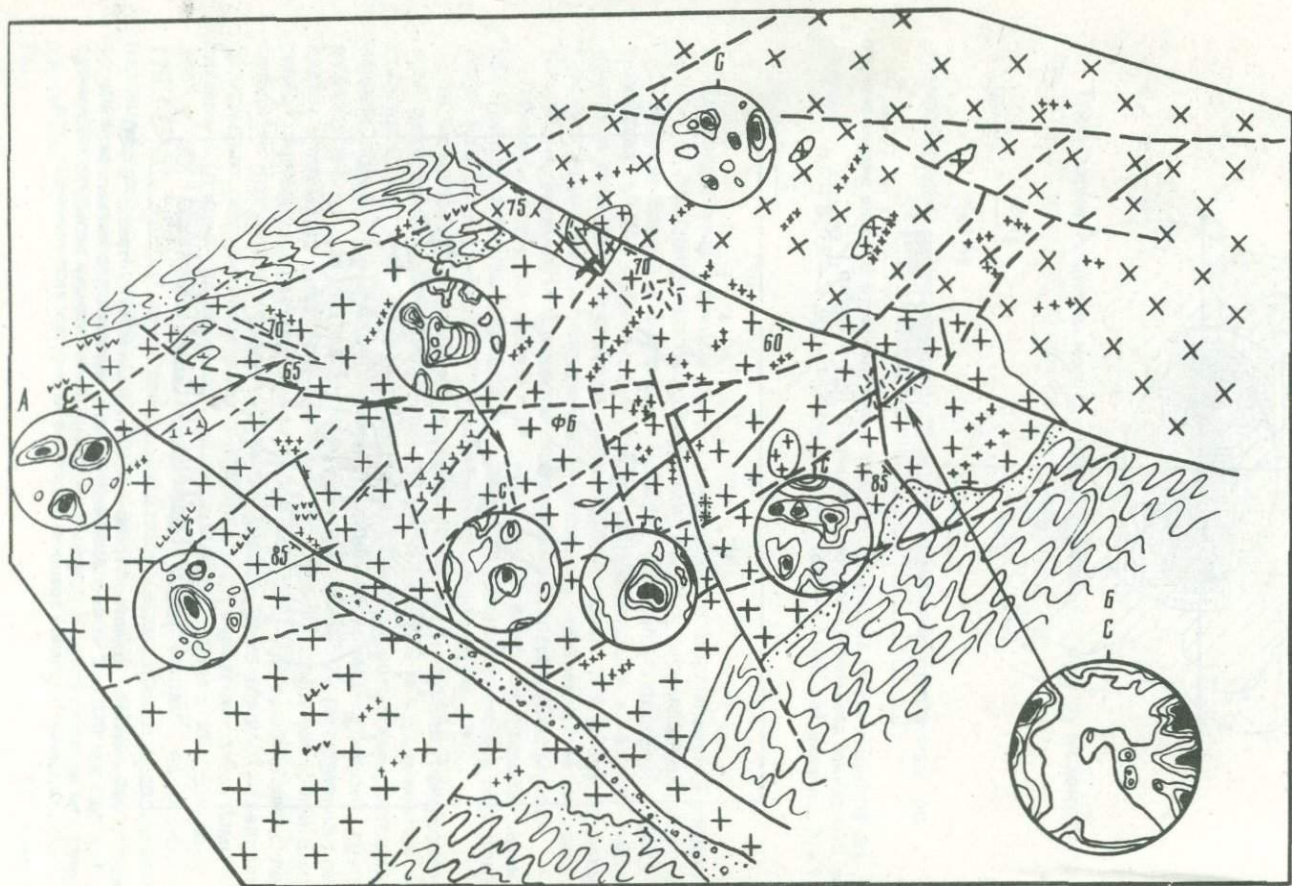


Рис. 77. Ориентировка локальной трещиноватости вблизи Булуктаевской ФЭС
1 — брекчии ФЭС; 2 — зона брекчирования и мусковитизации вблизи ФЭС; 3 — монзониты неизмененные; 4 — аляскииты; 5 — молибденовые и вольфрамовые жилы; 6 — ориентировка локальной трещиноватости по периферии взрывного тела



G
H

- | | |
|----|---------------------------|
| 1 | [Symbol: Small circles] |
| 2 | [Symbol: Wavy lines] |
| 3 | [Symbol: Dashed lines] |
| 4 | [Symbol: Plus signs] |
| 5 | [Symbol: Diagonal lines] |
| 6 | [Symbol: X marks] |
| 7 | [Symbol: Plus signs] |
| 8 | [Symbol: Plus signs] |
| 9 | [Symbol: Diagonal lines] |
| 10 | [Symbol: Wavy lines] |
| 11 | [Symbol: Plus signs] |
| 12 | [Symbol: Circle with 'G'] |
| 13 | [Symbol: Circle with 'S'] |
| 14 | [Symbol: Circle with 'O'] |
| 15 | [Symbol: Diagonal lines] |
| 16 | [Symbol: Diagonal lines] |
| 17 | [Symbol: Diagonal lines] |
| 18 | [Symbol: Circle with 'H'] |
| 19 | [Symbol: Circle with 'H'] |

Вблизи ФЭС (в кольцевой зоне брекчирования и мусковитизации) дополнительно развиты пологопадающие разрывы (система 5: северо-запад $300^\circ \angle 38^\circ$). Во внешней части зоны это неровные и невыдержанные отрывные трещины, однако в области, непосредственно примыкающей к ФЭС, по ним произошли подвижки, обусловившие срезание даек по субгоризонтальным плоскостям. Минеральных выполнений эти трещины, как правило, не содержат.

Слабо минерализованные трещины отрыва, имеющие крутое падение на северо-восток тоже возникли при развитии ФЭС, так как встречаются только по ее периферии. Относительно слабо отражены на диаграммах одиночные сколовые трещины сдвигового характера, падающие на юго-восток ($105^\circ \angle 55-70^\circ$) и юго-запад ($196^\circ \angle 60-65^\circ$). К ним приурочены редкие и маломощные невыдержанные кварц-молибденитовые жилы по периферии ФЭС, сопровождаемые поздним халцедоноидным кварцем.

Кроме статистического метода, нами был использован площадной метод изучения минерализованных трещин в периферической зоне ФЭС. Для этого массовые замеры трещин в периферической зоне ФЭС производились в близко расположенных (не более 10 м) друг от друга точках. Результаты обобщения, наглядно иллюстрируемые на круговых диаграммах (рис. 77), показывают, что почти в каждом участке оруденелой брекчии в ориентировке рудных прожилков намечается два взаимно перпендикулярных направления (максимума). Прожилки, отвечающие одному из них, направлены в сторону от центра ФЭС, а другого — по касательной к окружности с центром в том же ФЭС. К северу от ФЭС преобладают радиальные трещины северо-западного простирания с крутым падением на северо-восток, а к востоку — северо-восточного простирания с падением на юго-восток, к западу — северо-западного простирания с падением на юго-запад. В двух последних направлениях количество минерализованных радиальных трещин резко сокращается.

Простирание концентрических трещин изменяется от $280-300^\circ$ к западу от ФЭС до $60-70^\circ$ к востоку от нее. Плавного изгиба прожилков при этом не происходит; при переходе от одного участка к другому они развиваются веерообразно с изменением простирания на $15-25^\circ$. Аналогичное поведение трещин, связанных с механической активностью магмы, было зафиксировано Е.П. Малиновским и В.И. Игнатовичем [98] у Инкурского штокверка, расположенного в периферической зоне Первомайской гранит-порфировой интрузии (Джидинское месторождение).

Раскрытие на каждом участке в момент рудообразования трещин в двух взаимно перпендикулярных направлениях означает, что ось деформации

Рис. 78. Характер трещиноватости в разнофазных карбонатных гранитах в бассейне р. Кыджимита: в гранитах ранней фазы преимущественно развиты пологопадающие трещины; над куполами гранитов поздней фазы, сопровождаемыми участками эксплозивных брекчий, развиты радиальные крутопадающие трещины (диаграмма справа внизу)

1 — аллювий; 2 — протерозойские сланцы и метазффузивы; 3 — дайки диоритовых порфиров; 4 — дайки мелкозернистых биотитовых гранитов; 5 — кварц-микроклиновые пегматиты; 6 — лейкократовые граниты и гранит-порфиры (вторая фаза внедрения карбонатной интрузии), сопровождаемые участками развития эксплозивных брекчий; 7 — биотитовые граниты (первая фаза внедрения); 8 — ксенолиты габброидов; 9 — кварц-вольфрамитовые жилы; 10 — участки развития молибденитовых и кварц-молибденитовых прожилков; 11 — грейзенизация; 12 — березитизация; 13 — сульфидизация; 14 — флюоритизация; 15 — контактовые роговики; 16 — геологические границы; 17 — разрывы; 18 — элементы залегания; 19 — круговые диаграммы трещиноватости (А) и ориентировки кварц-молибденитовых жил (Б) на участке развития эксплозивных брекчий (150–200 замеров, 2–4–6–8%)

С в момент минерализации была ориентирована примерно вертикально. Скорее всего, сила деформации была ориентирована в нисходящем направлении, так как ФЭС заполнена брекчией преимущественно из вышележащих пород.

В некоторых случаях (район бассейна р. Кыджимита, Северо-Западное Забайкалье) при небольших параметрах ФЭС развитие радиальных и концентрических трещин устанавливается и статистическим методом. Здесь молибден-вольфрамовая минерализация, приуроченная к разнофазным карбоновым гранитам, тяготеет к штокообразному телу лейкократовых разностей. Над апикальными участками купола последних имеются локальные области развития мономиктовых взрывчатых брекчий. В их пределах широко развиты различно ориентированные крутопадающие радиальные и концентрические трещины, вмещающие кварц-молибденитовые жилы, отображаемые круговыми диаграммами (рис. 78). В удалении от ФЭС фиксируются лишь субгоризонтальные трещины, в которых залегают поздние вольфрамоносные жилы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения в различных аспектах флюидно-эксплозивных структур позволяют сделать следующие выводы и наметить практические рекомендации.

Эксплозивные процессы широко проявлены на многих эндогенных минеральных месторождениях. Возникающие в результате этих процессов минерализованные брекчиевые тела (флюидно-эксплозивные структуры) являются важными элементами строения месторождений.

Флюидно-эксплозивные структуры, развитые в связи с ультраосновой, ультраосновой-щелочной, основной щелочно-основой и с гранитоидной магмами, имеют общие черты. ФЭС, связанные с магмами различного состава, сочетаются в пределах одних и тех же геоструктурных элементов земной коры и могут быть встречены в одних и тех же областях развития магматизма. В платформенных условиях необходимо обращать внимание на наличие ФЭС, связанных с гранитоидной магмой, а в геосинклинальных и активизированных областях — на наличие ФЭС мантийной магмы.

Флюидно-эксплозивные структуры, формирующиеся за счет различных по составу магм, сопровождаются специфичной для них минерализацией. В связи с ультраосновой магмой формируются кимберлитовые (алмазоносные и с другими драгоценными камнями) и гортонолит-дунитовые платиноносные ФЭС; с ультраосновой-щелочной магмой связаны брекчиевые тела в карбонатитовых комплексах с редкоземельной, редкометальной, апатитовой и прочей минерализацией; для основных магм характерны долеритовые железорудные и норитовые с медно-никелевой минерализацией ФЭС; eksploзивные тела щелочно-основой магмы содержат богатую урановую и ртутную минерализацию; наиболее разнообразное оруденение характерно для ФЭС, обремененных гранитоидной магмой: в них локализованы золоторудные (часто с серебром), редкометальные, полиметаллические, медные и другие залежи. Знание минерального парагенезиса, свойственного различным по составу магмам, может служить общей рекомендацией возможного оруденения конкретной ФЭС.

Минерализованные флюидно-эксплозивные структуры и прилегающие к ним зоны штокверков более благоприятны и надежны в смысле масштабов оруденения, чем минерализованные трещинные зоны, связанные с кислыми породами, из которых в настоящее время извлекается основная масса многих полезных ископаемых.

Имея разную глубину формирования, ФЭС характеризуются различной протяженностью по вертикали. Наиболее протяженными (до 2–5 км) являются алмазоносные кимберлитовые и железорудные долеритовые сооружения. Малоглубинные до приповерхностных по условиям формирования ФЭС, связанные с кислой магмой, тоже имеют значительную протяженность (до 500 м и более) по вертикали. Глубина распространения ФЭС зависит от положения родоначальных интрузий. Как следует из

работ А.Е. Шлыгина [180] и П.Ф. Иванкина [57], наиболее благоприятными для возникновения минерализации являются "замкнутые структуры" или "замкнутые системы", так как в открытых системах (будь то разрывное нарушение или вулканический аппарат), достигающих в период рудообразования дневной поверхности, условия для концентрации рудных компонентов мало благоприятны. Следовательно, в качестве благоприятного оценочного фактора может быть рекомендована глубинность минерализованных флюидно-эксплозивных структур, так как многие из них при незначительном диаметре бывают оруденелы на значительном интервале по вертикали и экономично отрабатываются на глубину 600—1000 м и более.

Брекчиевые флюидно-эксплозивные структуры, несущие хотя бы слабые признаки оруденения, служат важным поисковым критерием гипогенной (в том числе и скрытой), а для ряда минералов и россыпной минерализации, что установлено в Восточном Забайкалье [170], на Северном Кавказе [10], в Казахстане [62, 126], Центральном Таджикистане [33], на севере Сибирской платформы [103], на Северном Кавказе, Урале [9], а также в Миссури [188, 189], Аризоне [192], Северном Уэльсе [191], Монреале [197] и в других районах.

Установление брекчиевых флюидно-эксплозивных структур на уже известных месторождениях позволяет по-новому рассматривать их строение и перспективную оценку.

Рудоносные флюидно-эксплозивные структуры должны быть выделены в самостоятельный генетический тип структур рудных полей и месторождений и существующие классификации должны быть дополнены им. Попытка такого выделения, используя морфологический признак, была сделана В.М. Крейтером [84], Ф.И. Вольфсоном и П.Д. Яковлевым [25], и некоторую правомерность получили кимберлиты. Однако ФЭС, характерные для всех типов магм, еще не учтены в подобных формационных классификациях.

Особенности морфологии и внутреннего сложения флюидно-эксплозивных структур показывают, что они возникают не в результате мощных одноактных газовых взрывов, а в процессе относительно длительно действующей флюидизации, по-разному проявляющейся в магматических расплавленных и твердых породах.

В магматически расплавленных породах мономиктовые eksploзивные тела образуются за счет прохождения через расплав отдельных струй различной величины пузырей летучих и их спонтанного расширения (кессонно-эксплозивного разрыва) при локальном снятии давления. В твердых породах флюидизация происходит в надинтрузивных разломах и приводит к образованию моно-, или чаще полимиктовой брекчии, формирование которой происходит постепенно на энергетически выгодных уровнях земной коры. При этом кессонно-эксплозивный эффект может сочетаться здесь с явлениями кавитации. Выработанная математическая модель формирования eksploзивных тел в результате флюидизации с учетом положений адиабатического процесса согласуется с геологическими наблюдениями и объясняет физическую сторону процесса. Математическим анализом показано, что скорость движения флюида в надинтрузивном разломе по истечении некоторого отрезка времени после начала процесса может быть незначительная — порядка первых десятков метров в секунду, несмотря на его выход из магматического резервуара с возможной сверхзвуковой скоростью.

Перемещение возникающей флюидизированной брекчии напоминает явления диапиризма и происходит за счет приблизительно равного

давления в канале и в магматическом резервуаре, являющихся сообщающимися сосудами.

Предложенный механизм формирования флюидно-эксплозивных структур, заключающийся в образовании брекчий в подземных условиях при кессонно-эксплозивном развитии наиболее ранних постмагматических флюидов с дальнейшим медленным выжиманием брекчиевого материала по ослабленным зонам (вытянутым по латерали или изометричным), осложняющийся явлениями обрушения, находится в соответствии с явлениями, наблюдаемыми в природе и экспериментальной остановке. Подобный механизм формирования не требует гипотетических сверхмощных газовых взрывов и сверхскоростных прорывов газовых струй. Этот механизм подземного брекчирования, качественно отличаясь от механизма формирования соляных штоков, имеет с ним общие черты как в природе порождающих сил, так и во внешней форме проявления. Например, в соляно-купольных образованиях в последние годы выявлены надкупольные брекчии с высокотемпературной минерализацией [32]. Их развитие связывается с проявлением локального и кратковременного газового потока из недр, сопровождающегося выносом ряда летучих элементов, за счет которых отлагались сульфиды свинца, цинка, железа, ртути, а также карбонаты (кальцит, доломит), горный хрусталь и флюорит.

Некоторые аспекты предложенного механизма (брекчирования) были рассмотрены В.Н. Павлиновым и В.И. Михеенко на примере кимберлитовых трубок; они обратили внимание на их закрытый характер и текучесть кимберлита с турбулентной формой движения.

Хаотическое перемешивание брекчий в eksploзивных телах преимущественно обуславливается спецификой явлений флюидизации. При этом обычно четко проявляется тенденция обрушения крупных глыб с их опусканием в канале на различную глубину (до 1 км и более). На основании экспериментальных данных и математического моделирования можно представить, что флюидизация в канале протекает таким образом, что крупные блоки с повышенной гравитационной способностью утапливаются во внутренних частях трубчатых полостей в подвижной мелкообломочной газовой-твердой массе. Результаты исследования математической модели, полученной без применения положений адиабатического процесса, показали, что дифференцированное перемещение обломков может происходить при относительно небольшой (несколько метров в секунду) скорости прохождения флюидов. Это хорошо согласуется со скоростями прохождения газовых струй в канале над интрузивным очагом в период проявления eksploзивных процессов.

В пределах ослабленных зон земной коры кольцевого типа встречаются как вскрытые эрозией, так и "слепые" ФЭС. Из этого вытекает важный вывод, что как обнаженные, так и не вскрытые эрозией ФЭС могут быть обнаружены в пределах любых геотектонических элементов земной коры с развитым магматизмом: платформ, геосинклиналей и активизированных областей. При этом следует иметь в виду, что eksploзивные тела часто группируются по несколько десятков штук в одном районе, например никеленосные трубки Флакфонтейна, ураноносные Хопи-Навахо и др.

Для выявления ФЭС наряду с общегеологическими и геофизическими методами, анализом топокарт и аэрофотоснимков, которые довольно четко отбивают аномалии "трубчатого" типа, могут быть широко рекомендованы радиогеохимические исследования (гамма-спектрометрические методы), дрекпетометрические и биогеохимические исследования.

Особенно перспективными для выявления ФЭС являются, на наш взгляд,

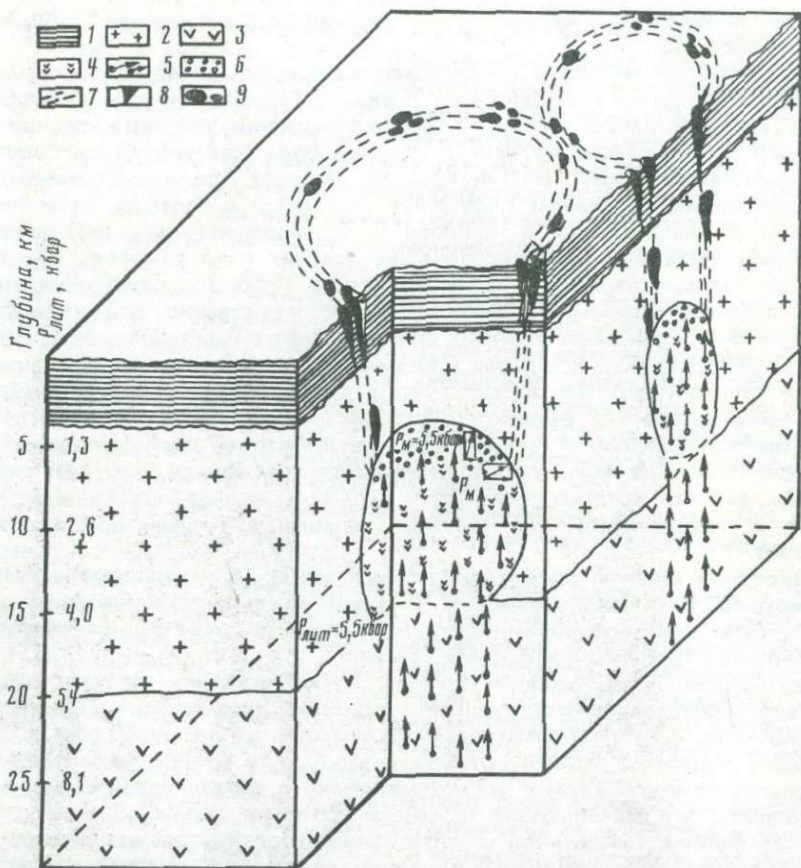


Рис. 79. Блок-схема, иллюстрирующая расположение ФЭС над магматическими очагами и образование надочаговых кольцевых разрывов (по [155], в интерпретации автора)

1 — породы осадочного чехла; 2 — кристаллический фундамент ("гранитный" слой); 3 — "базальтовый" слой; 4 — магматический расплав; 5 — магматические флюиды и направление их движения; 6 — скопление магматических газов в расплаве; 7 — трещины-разломы; 8-9 — ФЭС в разрезе (8) и в плане (9)

развивающиеся космические методы. Так, проведенные в некоторых районах в последние годы космические съемки позволили выявить большое количество кольцевых структур и трубчатых сооружений, которые при наземной проверке оказались минерализованными [45, 51, 187]. Кольцевые структуры при этом часто являются надочаговыми и в их пределах локализуются многие ФЭС (рис. 79).

В настоящее время в практике геологоразведочных работ все еще встречаются случаи оценки перспектив вновь выявленного оруденения по площади его распространения. При таком подходе забраковывается часть месторождений, приуроченных к флюидно-эксплозивным структурам, особенно при их трубчатой форме с незначительными параметрами по латерали и большой протяженностью на глубину, которые довольно трудно оценить единичными поисковыми, в том числе и буровыми выработками.

Это особенно часто происходит в том случае, когда трубчатые минерализованные тела в районе устанавливаются впервые.

В дальнейшем, по мере накопления опыта, такие структуры довольно легко диагностируются при применении комплекса методов. Как трубчатые ФЭС научились хорошо диагностировать исследователи алмазонасных кимберлитовых трубок, выявляя в том числе и "слепые" тела, довольно отчетливо фиксирующиеся геофизическими методами. Однако основное внимание уделяется кимберлитовым и долеритовым брекчиевым сооружениям, развитым в платформенной обстановке, хотя в последние годы аналогичные тела стали обнаруживаться и в складчатых областях, например, на Камчатке, в МНР, в Забайкалье, где они имеют свою специфику. Недостаточно внимания уделяется также выявлению ФЭС, связанных с кислыми породами на платформах.

Необходимой задачей дальнейших исследований является всестороннее изучение минералогии ФЭС, поскольку для флюидно-эксплозивных структур характерны включения глубинных (в том числе мантийных) пород и их специфических минералов [237]. Минеральный состав может помочь уверенной отбраковке из их числа сходных образований (тектонических, эруптивно-магматических и других тел). Например, в железорудных ФЭС Ангара-Илима, eksploзивная природа которых оспаривалась, А.Е. Воронцов установил пикроильменит, имеющий мантийный генезис. Минералогические исследования над предполагаемыми выходами eksploзивных тел, рассекающих кайнозойские базальты (бассейн р. Джиды), позволили автору впервые в Забайкалье выявить хризолит-пироповую провинцию.

Таким образом, проведенное автором исследование систематизирует достижения в области изучения флюидно-эксплозивных структур и раскрывает механизм их образования. Следует надеяться, что это поможет в практической работе широкому кругу геологов, исследующих эндогенные минеральные месторождения.

Автор отдает себе отчет в том, что лишь в некоторых вопросах ему удалось достаточно детально разобраться. В других случаях при отсутствии должных наблюдений или хорошо поставленных экспериментов теоретические представления являются предварительными и нуждаются в уточнениях или пересмотре. Следует надеяться, что их дискуссионный характер возбудит интерес других исследователей к изучению ФЭС — этих перспективных и все еще загадочных рудоносных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев В.И. К вопросу о происхождении рудных обломков в надрудных толщах колчеданных месторождений. — Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. геогр. наук, 1974, № 3.
2. Антипова Ц.В. "Взрывные" микроструктуры в свинцово-цинковом месторождении Лозен (Восточные Родопы). — Докл. Болг. АН, 1976, т. 29, № 9.
3. Амшинский М.М., Козлов А.М. Новый тип вольфрамового оруденения и его место в структуре Горного Алтая. — Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, 1974, вып. 198.
4. Аллонов В.С., Суханова Е.Н., Дельник Г.П. Поиски богатых медно-никелевых руд с помощью декрепитационного анализа. — В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М.: Наука, 1978.
5. Афонин Ю.А. Природа брекчий Хинганского оловорудного месторождения. — В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971.
6. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1964.
7. Берман Ю.С., Красильников А.А. Поисковое значение эксплозивных и гидротермальных брекчий на золоторудных месторождениях. — Разведка и охрана недр, 1978, № 11.
8. Бессолицин Е.П. О происхождении рудовмещающих форм железорудных месторождений Ангара-Илимского района. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы, Л.: Недра, 1970.
9. Бобохов А.С. О кластогенной природе некоторых сульфидных обособлений в рудовмещающих комплексах колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975.
10. Богош И.А., Гончарова Т.Я. Эксплозивные брекчи Худесского медно-колчеданного месторождения на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 4.
11. Борсук А.М., Масуренко Ю.П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 4.
12. Боткунов А.И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке "Мир". — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93.
13. Боткунов А.М. Количественное распределение ксенолитов вмещающих пород в трубке "Мир". Ксенолиты и гомогенные включения. М.: Недра, 1969.
14. Бэкон В.Р. Месторождение Кенам. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады: Пер. с англ. М.: Мир, 1964.
15. Бэрнэм К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений: Пер. с англ. М.: Мир, 1970.
16. Бэтман А.М. Промышленные минеральные месторождения: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
17. Валун алмазоносного эклогита из кимберлита трубки "Мир". — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6.
18. Васильев В.Г., Ковалевский В.В., Черский Н.В. Происхождение алмазов. М.: Недра, 1968.
19. Вахрушев В.А. Об источнике рудного вещества при образовании магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы. — В кн.: Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1974.
20. Вахрушев В.А., Рупп Г.С., Кавиладзе М.Ш. Изотопный состав серы железорудных месторождений Восточной Сибири. — Геология и геофизика, 1981, № 1.
21. Вдовыкин Г.П. Метеорит Каньон Дьябло. М.: Наука, 1971.
22. Велицкий В.В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — Геология и геофизика, 1970, № 1.
23. Вейццо С.О., Шабалин В.Г., Ложкин Ю.Я. Эксплозивные брекчи Кочбулакского месторождения и их золотоносность. — В кн.: Вопросы геологии золота Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976.
24. Вольфсон Ф.И. Гидротермальные месторождения урана. М.: Недра, 1978.
25. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структура рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975.
26. Ворошилова Н.А., Сочеванов Н.М. О вертикальной зональности распределения элементов в трубчатых телах Актыузского рудного поля. — Геология рудных месторождений, 1963, № 3.
27. Гидротермальные брекчи в трубках взрыва на вольфрамовых месторождениях Дальнего Востока. — Геология и геофизика, 1979, № 9.
28. Геологический словарь. М.: Наука, 1973. Т. 2.
29. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.
30. Гинтов О.Б. Первичные концентрические структуры земной коры. — Геотектоника, 1979, № 2.
31. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР). — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 5.
32. Гнатенко Г.И., Кузнецова С.В., Скаржинский В.И. До питания при утворення висикотемпературно мінералізації у брекчіях соляно-купольних структур північно-західного Донбасу. — Доповід АН УРСР, 1969, Б, № 11.
33. Гнутенко Н.А., Кузнецов В.Н., Портнягин Э.А. Генетические и структурные

турно-тектонические особенности одного ртутного месторождения Центрального Таджикистана (Гиссарский глубинный разлом). — Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1969, № 12.

34. Горшков Г.С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.

35. Горлянов П.М., Давыденко И.В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений — важное явление геодинамики. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5.

36. Гриненко В.А. Высокотемпературные процессы разделения изотопов серы. — В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979.

37. Грязевый вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971.

38. Гулин С.А. "Взрывной эффект" как следствие метасоматизма при высоком содержании углекислоты в трещино-поровых растворах: (на примере формирования карбонатов Центрального Таймыра). — В кн.: Материалы II конф. по окорудному метасоматизму. Л.: Недра, 1966.

39. Гурулев С.А., Самбурев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-периодитовом массиве. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1967.

40. Лавовских Х. Математическая модель напряжений и перемещений около магматических камер и разломов. М.: Изд-во иностр. лит., 1975.

41. Данилович В.Н. Основы теории деформации геологических тел. Иркутск: Кн. изд-во, 1953.

42. Дворкин-Самарский В.А., Туговик Г.И. О механизме формирования интрузивных тел вулканоплутонических поясов. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.

43. Дворкин-Самарский В.А., Туговик Г.И. Особенности механизма формирования магматических камер вулканоплутонических поясов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 12.

44. Долгушин С.С. О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области. — Сов. геология, 1979, № 2.

45. Доливо-Добровольский А.В., Стрельников С.И. Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М.: Наука, 1976, т. 5.

46. Дымкин А.М., Баулина М.В. Трубки "взрыва" железорудных месторождений Сибирской платформы и их возможное происхождение. — В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979.

47. Дю Тойт А. Геология Южной Африки: Пер с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

48. Ермоленко Ю.П. Медно-никелевое оруденение северо-западного Тимана. — Разведка и охрана недр, 1979, № 110.

49. Жабин А.Г. Инъекционные дайки карбонатов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8.

50. Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов, трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции, М.: Наука, 1970.

51. Зейлик Б.С., Сетмуратова З.Ю. Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 1.

52. Зеленев К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972.

53. Зольников Г.В. Разновидности кимберлитовых пород трубки "Мир" и последовательность их формирования. — В кн.: Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Кн. изд-во, 1975, ч. 1.

54. Зотов И.А. Следы действия трансмагматических флюидов в трапповых интрузиях Талнаха. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Метаморфизм, магматизм. М.: Наука, 1979, т. 1.

55. Иванкин П.Ф. О морфологических типах пучков малых интрузий и гидротермальных струй. — Докл. АН СССР, 1963, № 4.

56. Иванкин П.Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роль при формировании рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1965, № 10.

57. Иванкин П.Ф. Новые задачи изучения магматогенных рудных полей. — В кн.: Вопросы геологии, методики поисков и разведки полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1967, вып. 44.

58. Иванкин П.Ф. Некоторые аспекты изучения магматогенного рудного поля. Новосибирск: Наука, 1970, вып. 86.

59. Изотопный состав серы медно-никелевых руд Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 3.

60. Использование изотопного состава серы для поисков и оценки сульфидных месторождений Северного Прибайкалья. — В кн.: Комплексирование геохимических методов при поисках и разведке эндогенных месторождений. М.: Наука, 1977.

61. Казанский В.И., Лавров Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978.

62. Каипов А.Д. Эксплозивные брекчи и медно-колчеданное оруденение Аксбастау-Кусмурунского рудного поля. — В кн.: Материалы 1-ой Республиканс. науч.-теорет. конф. молодых геологов КазССР. Алма-Ата: Наука, 1968.

63. Каминский Ф.В., Патока М.Г., Шеймович В.С. О геолого-тектоническом положении алмазоносных базальтов Кам-

чатки. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 3.

64. Карпинский А.П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. Т. 3.

65. Каушин К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.

66. Кеннеди Дж. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

67. Комплексные геолого-геофизические исследования рудных районов. М.: Недра, 1969.

68. Константинов М.М. Генетические типы рудоносных брекчий (на месторождениях малых глубин). — Сов. геология, 1977, № 3.

69. Корнилов В.В., Трушин С.М. Роль грязевого вулканизма в формировании месторождения "Перевальное". — В кн.: Геология и горное дело. М.: Недра, 1975.

70. Коржинский А.Ф. Гидротермально-измененные породы редкометаллических месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967.

71. Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. — Геология руд. месторождений, 1962, № 5.

72. Косалс Я.А., Дмитриева А.Н. О последовательности и температурных условиях Булуктаевского месторождения (Юго-Западное Забайкалье). — Геология и геофизика, 1972, № 2.

73. Костровицкий С.И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск: Наука, 1976.

74. Костровицкий С.И., Владимиров Б.М. Энергетические расчеты к механизму образования кимберлитовых трубок. — Геология и геофизика, 1971, № 6.

75. Котляр В.Н. Экструзивы и оруденение. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 9.

76. Котляр В.Н. Об особенностях месторождений, связанных с вулканическими жерлами. — Разведка и охрана недр, 1961, № 8.

77. Котляр В.Н. О пространственном размещении месторождений, связанных с вулканическими жерлами и трубками взрыва. — Геология руд. месторождений, 1961, № 2.

78. Котляр В.Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, т. 91, № 4.

79. Котляр В.Н. О концентрической зональности оруденения рудоносных вулканических куполов, жерл и трубок взрыва. — В кн.: Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата: Наука, 1963.

80. Котляр В.Н. Оруденение и вулканизм. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964.

81. Котляр В.Н. Вулканогенные гид-

ротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.

82. Котляр В.Н. Некоторые итоги изучения рудоносности вулканогенных формаций. — Геология руд. месторождений, 1968, т. 10, № 2.

83. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования: (Общий курс месторождений полезных ископаемых). М.: Недра, 1970.

84. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956.

85. Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974.

86. Кренделев Ф.П., Мионов А.Г., Гофман А.М. Применение гамма-спектрометрических методов для оконтуривания рудных зон в Забайкалье. — Геология и геофизика, 1976, № 8.

87. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972.

88. Леснев Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотитового плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972.

89. Липовский Ю.О., Хасин Р.А. Цветные камни. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977, т. 3.

90. Лодочкиков В.Н. Серпентины и серпентиниты ильчирское и другие петрологические вопросы, с ними связанные. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.

91. Лутц Б.Г. Некоррелируемые элементы в магмах глубинного генезиса в мантийном субстрате. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 79 (2).

92. Лучицкий И.В. Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики. — В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966.

93. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 2.

94. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом. — Геология и геофизика, 1974, № 10.

95. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Проблема генезиса вертикальных концентрических структур по данным моделирования. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 301.

96. Максимов С.С. О брекчиевых телах Балейского поля. — В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Читинск. кн. изд-во, 1968.

97. Максимова Э.А., Ивченко И.П. Опыт выявления кольцевых рудоносных структур в Западном Забайкалье с применением математических методов. — В кн.: Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980.

98. Малиновский Е.П., Игнатович В.И. Структура Инкурского вольфрамowego

штокверка. — Геология руд. месторождений, 1962, № 2.

99. *Мак-Кинстри Г.И.* Структуры гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Проблемы рудных месторожд. Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.

100. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967.

101. *Меняйлов И.А.* Фтор в вулканическом процессе. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.

102. *Милашев В.А.* Структуры кимберлитовых полей. М.: Недра, 1979.

103. *Митрошин М.И.* О вулканических аппаратах южных и центральных районов северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968.

104. *Михеенко В.И.* Механизм образования кимберлитовых трубок: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1972.

105. *Набоко С.И.* Изменения пород в зонах активного вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 13.

106. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

107. *Набоко С.И.* Роль вулканизма в метасоматизме пород и рудообразовании. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.

108. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация на Уэне (Камчатка). — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.

109. *Нарсеев В.А., Левин Г.Б.* Брекчиевые образования золоторудных месторождений. — В кн.: Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата: Наука, 1977.

110. *Невский В.А.* Трубочатые тела брекчированных пород Актюжского рудного поля. — Геология руд. месторождений, 1960, № 1.

111. *Невский В.А.* Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979.

112. *Некрасов И.Я., Некрасова Р.А.* Первая находка касситерита в кимберлитах. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2.

113. *Неменюк Т.И.* Брекчии и брекчиевидные породы никеленосных траппов интрузий (Норильский район). — В кн.: Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата: Наука, 1977.

114. *Ненашев Н.И.* Проблема эволюции состава магмы в пространстве и времени и длительность становления массивов магматических пород. — В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья, Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1971.

115. Неогеновые вулканические жерловины Закарпатья. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 7/8.

116. *Никишов К.Н.* Механизм формирования кимберлитовых тел. — В кн.:

Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1974.

117. *Никольский Н.С.* О метастабильной кристаллизации природных алмазов из флюидной фазы. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 4.

118. *Нурбаев З.М., Полетаев А.И.* Брекчиевые образования меднопорфировых месторождений. — В кн.: Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата: Наука, 1977.

119. *Нурбаев З.М., Кузубный В.С., Иншин П.В.* Рудоносные эксплозивные брекчии на колчеданных и полиметаллических месторождениях. — В кн.: Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата: Наука, 1977.

120. *Озерова Н.А., Добровольская М.Г., Дудыкина А.С.* К вопросу об условиях формирования ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.

121. О находках алмазов в пикритах Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, вып. 107, № 5.

122. *Онихимовский В.В.* Металлогеническое значение линиментов, овальных и кольцевых структур Приамурья. — Сов. геология, 1977, № 9.

123. *Орлов Н.М.* О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлениями усадки при кристаллизации. Л.: Госгеолтехиздат, 1963. Т. 98.

124. Основные гамма-спектрометрические характеристики кимберлитов и траппов Сибирской платформы. Тр. ВНИИГАГ, 1975, вып. 25.

125. *Павлинов В.Н.* Кимберлитовые трубки в схеме морфологической классификации интрузивных тел. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 9.

126. *Патапах Г.Б.* О возрастных соотношениях свинцово-цинкового оруждения малых интрузий и эксплозивных брекчий месторождения Ажжал (Центральный Казахстан). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1970, № 4.

127. *Перри В.Д.* Генезис трубообразных брекчиевых рудных тел: Пер. с англ. М.: ОНТИ ВМС, 1962.

128. *Петровская В.М.* Самородное золото. М.: Наука, 1973.

129. *Пизнюр А.В.* Термодинамические условия формирования минеральных ассоциаций молибден-полиметаллического месторождения Шахтама (Восточное Забайкалье). — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1970, № 24, вып. 2.

130. *Полферов Д.В.* Геология, геохимия и генезис медно-никелевых сульфидных руд. Л.: Недра, 1979.

131. *Попивняк И.В., Мязь Н.И.* О возможности применения методов декрепитации в практике поисков скрытых кимберлитовых тел. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1979, № 33/2.

132. *Портнов А.М.* Флюидный диализм как причина формирования кимберлитовых трубок и карбонатитовых массивов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 2.

133. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.

134. Распределение радиоактивных элементов в породах мантийного происхождения. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974.

135. *Расс И.Т., Лапутина И.П., Быкова В.С.* Критерии генезиса и рудоносность карбонатитов. — Геохимия, 1979, № 9.

136. *Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982.

137. *Pull Г.С.* О температурах образования некоторых жильных и рудных минералов Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье). — В кн.: Минералогеохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1971.

138. *Pull Г.С.* К оценке условий формирования колчеданных свинцово-цинковых месторождений Бурятии. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т. 2.

139. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность: Пер. с англ. М.: Мир, 1964.

140. Рудоносные брекчи и их поисковое значение. Алма-Ата: Наука, 1977.

141. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971.

142. *Сауч Р.Е., Подольский Т.* Сульфидные руды Садбери. Особенности их взаимоотношений с характерными, содержащими включения фациями никеленосного эруптива. — В кн.: Магматические рудные месторождения: Пер. с англ. М.: Недра, 1973.

143. *Свирицкий М.А.* О происхождении брекчий полиметаллического месторождения "Центральное" в Восточном Забайкалье. — Тр. Иркут. политехн. ин-та, 1966, вып. 30.

144. *Сейрекян В.Б.* Эксплозивные рудокластические брекчи Ахталского колчеданно-полиметаллического месторождения. — Изв. АН АрмССР. Сер. науки о Земле, 1974, т. 27, № 5.

145. *Смирнов В.И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3.

146. *Соболев В.С.* Условия образования месторождений алмазов. — Геология и геофизика, 1960, № 1.

147. *Соболев В.В.* Глубинные включения в кимберлитах. Кристаллические включения в алмазах. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 271.

148. *Соколова И.И.* Минерализованные эксплозивные брекчи Тейского железорудного месторождения. — Тр. Зап.-Сиб. минерал. о-ва, 1977, вып. 6.

149. *Сотников В.И., Никитина Е.И.* О находках хромшпинели в эксплозивных брекчиях молибденово-медного рудопроведения Ультэй-Обо (Цагансубургинское рудное поле, МНР). — Докл.

АН СССР, 1979, т. 248, № 6.

150. *Сотников В.И., Проскурин А.А.* Термометрический анализ эксплозивных брекчий Обноронунинского месторождения. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10.

151. *Сотников В.И., Проскурин А.А., Никитина Е.И.* Температурные условия формирования эксплозивных брекчий Шахтминского месторождения. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1.

152. *Сотников В.И., Скурдин В.А.* О находке эксплозивных брекчий на Жирекенском месторождении (Восточное Забайкалье). — Геология и геофизика, 1967, № 6.

153. *Страхов Л.Г.* О генезисе трубок взрыва. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.

154. *Страхов Л.Г.* Очаговые кольцевые структуры на юге Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1.

155. *Страхов Л.Г.* Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978.

156. *Тарасова Р.С., Близики М.Б., Бабин И.Н.* О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1972.

157. *Трофимов В.С.* Форма, размеры и состав кимберлитовых тел. — Сов. геология, 1968, № 11.

158. *Трушин С.М.* Особенности геологического строения и генезиса рудовмещающих пород Перевального месторождения руты (Северо-Западный Кавказ). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 3.

159. *Труфанов В.Н., Майский Ю.Г., Куршев С.А.* и др. Физико-химические особенности воды и водно-солевых растворов в условиях "обратного взрыва". — В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск: Кн. изд-во, 1977.

160. *Туговик Г.И.* К анализу тектонических разрывов и трещиноватости (на примере Джидинского рудного узла). — В кн.: Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопряженных территорий. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1966, вып. 21.

161. *Туговик Г.И.* Условия формирования малых интрузий (на примере Западного Забайкалья). — В кн.: Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопряженных территорий. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1966, вып. 21.

162. *Туговик Г.И.* Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974.

163. *Туговик Г.И.* Золоторудные эксплозивные сооружения и перспективы их выявления в Забайкалье. — В кн.: Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980.

164. *Туговик Г.И.* О понятии "рудно-эксплозивное сооружение". — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980.

165. *Туговик Г.И., Озурова А.М.* Му-

- ассанит и сопутствующие ему минералы в брекчиях Ошурковского диоритового массива (Западное Забайкалье). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, ч. 109.
166. Туговик Г.И., Уменов Н.С. Новая хризолит-пироповая провинция (Саяно-Байкальская горная область). — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3.
167. Тузикова З.Р., Тузикова Р.П. Структурные особенности куполовидной тектоники. — Тр. ВНИИ соляной промышленности, 1970, вып. 16, ч. 2.
168. Фабрикант Н.Я. Аэродинамика. М.: Наука, 1964.
169. Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. — Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.
170. Фогельман Н.А. Рудоносные эксплозивные брекчи крипто-вулканических аппаратов. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 6.
171. Фролов А.А. Механизм формирования карбонатов. — Сов. геология, 1969, № 1.
172. Ханукаев А.Н. О физической сущности процесса разрушения горных пород взрывом. — В кн.: Вопросы теории разрушения горных пород действием взрыва. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
173. Хан Д.Т., Увадьева Д.А. Эруптивные брекчи Учкыза и их золотосодержание (Кураминский хребет). — В кн.: Вопросы геологии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975.
174. Харьков А.Д. Кимберлитовые жилы, сопряженные с трубками как самостоятельная фаза кимберлитового магматизма. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1.
175. Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев К.Б. Оценки теплового эффекта отделения воды от расплава кислого состава по данным системы альбит-вода. — Геохимия, 1963, № 7.
176. Хитоси Х., Масато К., Кацутаси Э. Возможная связь брекчиевых даек с конгломератами из префектуры Тоттори: Пер. с яп. М.: ВИНТИ, 1968. Т. 10.
177. Хрянина Л.П. Автомагматические брекчи Севера Бурятии. — В кн.: Геологическое строение некоторых колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. М.: Недра, 1967.
178. Царев Д.И. Метасоматоз и конвергенция в петро- и рудогенезе. М.: Наука, 1978.
179. Шарпенко Л.Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979.
180. Шпыгин А.Е. О возможности возникновения "замкнутых систем" при формировании гидротермальных месторождений и ореолов околорудных изменений. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966.
181. Шумейкер Е.М. Месторождения урана в диатрахмах резервации Навахо и Холи в штатах Аризона, Нью-Мексико, Юта. — В кн.: Материалы Второй Женевской конференции по мирному использованию атомной энергии. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 6.
182. Щерба Г.Н. Колонна преобразования земной коры (геологические аспекты). Алма-Ата: Наука, 1975.
183. Эйриш Л.В. Золотоносные купола Селемджино-Кербинского выступа. — В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976.
184. Юдина В.В., Люлька В.А., Немеценок Т.И. Трубка взрыва "Магнетитовая" в Норильском районе. — Геология и геофизика, 1977, № 6.
185. Яковлев П.Д. Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрывов. — Сов. геология, 1966, № 10.
186. Яковлев П.Д. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9.
187. Яковлев Н.А., Слупцова Н.В. Дешифрирование космических снимков с целью выявления кольцевых вулканоплутонических структур и изучения закономерностей их размещения. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. — Геология и геоморфология, 1974, т. 2.
188. Ambrust G.A. Hydrothermal alteration of a breccia pipe deposit, Tribage mine, Batchawana Bay, Ontario. — Econ. Geol., 1969, vol. 64, N 5.
189. Amstutz G.C., Zimmerman R.A. Decaturville sulfide breccia of south-central Missouri. — fossil mud volcano. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1966, N 87.
190. Anderson E.M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and caldron-subsidences. — Proc. Roy. Soc. Edinburgh B, 1936, vol. 56, pt II.
191. Bromley A.V. A volcanic vent in the Tremadocian rocks south-east of Blaenau Efestiniog, Mtrionethshire, North Wales. — Geol. J., 1968, vol. 6, N 1.
192. Bryant D.G. Intrusive breccias associated with ore, Warren (Bisbee) mining district, Arizona. — Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 1.
193. Bryant G. Intrusive breccias, fluidization and ore magnas. — Mining Year Book, 1974.
194. Bryner L. Breccia and pebble columns associated with epigenetic ore deposits. — Econ. Geol., 1961, vol. 56, N 3.
195. Bryner L. Proposed terminology for hydrothermal breccia and conglomerates. — Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 6.
196. McCallum M.E., Woolsey T.S., Schumm S.A. A fluidization mechanism for subsidence of bedded tuffs in diatremes and relation volcanic vents. — Bull. volcanol., 1975, vol. 39, N 4.
197. Clark T.H., Clark E.H., Philpotts A.R. Ile Ronde breccia, Montreal. — Canad. J. Earth. Sci., 1967, vol. 4, N 3.
198. Cornelius K.D. Breccia pipe asso-

ciated with epigenetic mineralization, Mount Morgan, Queensland. — *Econ. Geol.*, 1967, vol. 62, N 2.

199. Dietz N. Sudbury structure as an Astrolome. — *J. Geol.*, 1964, vol. 72, N 4.

200. Douglas G.V. Pipe-like ore bodies in plutonic rocks. — *Econ. Geol.*, 1957, vol. 52.

201. Farmin R. "Pebble dikes" and associated mineralization at Tintic, Utah. — *Econ. Geol.*, 1934, vol. 29, N 4.

202. Ghitulescu T.P., Pitulea G., Ghitulescu I. the rôle of the volcanic breccia pipes in the metallogenesis in the Baia de Aries mining district. — *Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol.*, 1979, vol. 23, N 1.

203. Gilmer P. Mineralized intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems. — *Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, N 2.

204. Grieve R.A.F., Robertson P.B. Impact structures in Canada, their recognition and characteristics. — *J. Roy. Astron. Soc. Canada*, 1975, vol. 69, N 1.

205. Hawthorne I.B. Kimberlite sills. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1968, vol. 71, N 3.

206. Hearn B., Carter Jr. Diatremes with kimberlitic affinities in north central Montana. — *Science*, 1968, vol. 159, N 3815.

207. Heinrich E.W. The Palabora carbonatitic complex — a unique copper deposit. — *Canad. Miner.*, 1970, vol. 10, N 3.

208. Hildebrand F.A., Conklin N.M. A breccia dike containing rare earth-bearing apatite, molybdenite and magnetite at Iron Hill, Custer Country, Colorado. — *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, N 4.

209. Holzer Dr.A., Rawson D.E. Project Gasbuggy, El Paso (Tex.), 1965, May 14, app. C.

210. Howell F.H., Molloy I.S. Geology of the Braden ore body, Chile, South America. — *Econ. Geol.*, 1960, vol. 55, N 5.

211. Huck L. Sedimentation and volcanism in the Hopi Buttes Arizona. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1942, vol. 53, N 2.

212. Jacobsen J.B.E., McCarthy T.S., Laing G.J. The copper-bearing breccia pipes of the Messina district South Africa. — *Miner. deposits*, 1976, vol. 11, N 1.

213. Johnston W.P., Lowell I.D. Geology and origin of mineralized breccia pipes of Copper Basin, Arizona. — *Econ. Geol.*, 1961, vol. 56, N 5.

214. Loureiro L. Sub-volcanic carbonatite structures of Angola. — In: Intern. Geol. Congr. Rep. 23rd Sess., Czechosl., Proc. Sect. 2 Prague, 1968.

215. Mills J.W. Origin of copper-bearing breccia pipes. — *Econ. Geol.*, 1972, 1967, N 4.

216. Morton I.L. Discovery and mining of wolfram-molybdenite-vismuth pipes at Wolfram Camp, Queensland. — *Queensl. Gov. Mining J.*, 1967, vol. 68, N 786.

217. Oftedahl Ch. Caldron subsidences of the Oslo region, Norway. — In: Intern. Geol. Congr., Rep. 18th Sess., Great Britain, 1948, pt XIII.

218. Ollier C.D., Joyce E.B. Fluidization and bedrock fragments in ejecta. — *Bull. volcanol.*, 1974, vol. 38, N 1.

219. Pecora W.T. Carbonatites: A re-

view. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67.

220. Reynolds D.L. Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. — *Amer. J. Sci.*, 1954, vol. 252.

221. Rust G.W. Preliminary notes on explosive in Southeastern Missouri. — *J. Geol.*, 1937, vol. 45.

222. Sawkins F.I. Chemical brecciation, an unrecognized mechanism for breccia formation. — *Econ. Geol.*, 1969, vol. 64, N 6.

223. Sawkins F.I. Fluid inclusion studies of the Inguaran copper-bearing breccia pipes, Michoacan, Mexico. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 4.

224. Sharp J.E. A molybdenum mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, N 3.

225. Sinclair W.E. The "ring" deposits of Nyasaland. — *S. Afr. Mining and Eng. J.*, 1956, vol. 67, N 3287.

226. Sitter L.U. Structural geology. L. etc., 1956.

227. Smith F.G. Transport and deposition of non-sulphide vein minerals. III. Phase relations at the pegmatitic stage. — *Econ. Geol.*, 1948, vol. 43, N 7.

228. Speers E.C. The age relation and origin of common sudbury breccia. — *J. Geol.*, 1957, vol. 65, N 5.

229. Stanton R.I. The solution brecciation process. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 77, N 8.

230. Steven A., Luedke K., Lipman V. Relation of mineralization to Calderas in the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. — *J. Res. Geol. Surv.*, 1974, vol. 2, N 4.

231. Sveinbjorn B., Duncan B., Spencer A. Charge generation due to contact of saline waters with molten lava. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, N 4.

232. Thompson I.E., Williams H. The myth of the sudbury lopolith. — *Canad. Mining J.*, 1959, vol. 80, N 3.

233. Trapp H.R. Laboratory subaqueous pseudovolcanoes. — *Trans. Kans. Acad. Sci.*, 1965, vol. 68.

234. Walcer R.T. Mineralized volcanic explosion pipe. — *Eng. and Mining J.*, 1928, vol. 126.

235. Wallace R.C. Mineralogy and petrology of xenoliths in a diatreme from south Westland, New Zealand. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1975, vol. 49, N 3.

236. Vermaak C.F. The nickel pipes of Vlakfontein and vicinity, Western Transvaal. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, N 1.

237. Wilkinson J.F. Garnet cloropyroxene inclusions from diatremes in the Glouster area, new South Wales, Australia. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, vol. 46, N 4.

238. Williams H. Culeras and their origin. — *Univ. Cal. Pubs Geol. Sci.*, 1941, vol. 25, N 6.

239. Woolsey T.S., McCallum E.M., Schumm S.A. Modelling of diatreme emplacement by fluidization. — *Phys. and Chem. Earth*, 1975, vol. 9.

240. Write A.E., Bowes D.R. Formation of explosion breccias. — *Bull. volcanol.*, 1968, vol. 32, N 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть первая	
ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР	
Глава 1. Общие черты флюидно-эксплозивных структур	5
Глава 2. Особенности строения флюидно-эксплозивных структур, связанных с магмой различного состава	20
Флюидно-эксплозивные структуры ультраосновной, щелочной и основной магмы	20
Флюидно-эксплозивные структуры гранитоидной магмы	50
Часть вторая	
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР	
Глава 3. Критерии рудоносности флюидно-эксплозивных структур	112
Глава 4. Генетические особенности флюидно-эксплозивных структур	114
Глава 5. Генетическая модель формирования флюидно-эксплозивных структур	128
Состояние вопроса	128
Гипотеза формирования флюидно-эксплозивных структур	138
Глава 6. Явления обрушения в флюидно-эксплозивных структурах	149
Глава 7. Тектонические условия формирования флюидно-эксплозивных структур	163
Заключение	181
Литература	186

4180

2 р. 40 к.



Издательство «Наука»