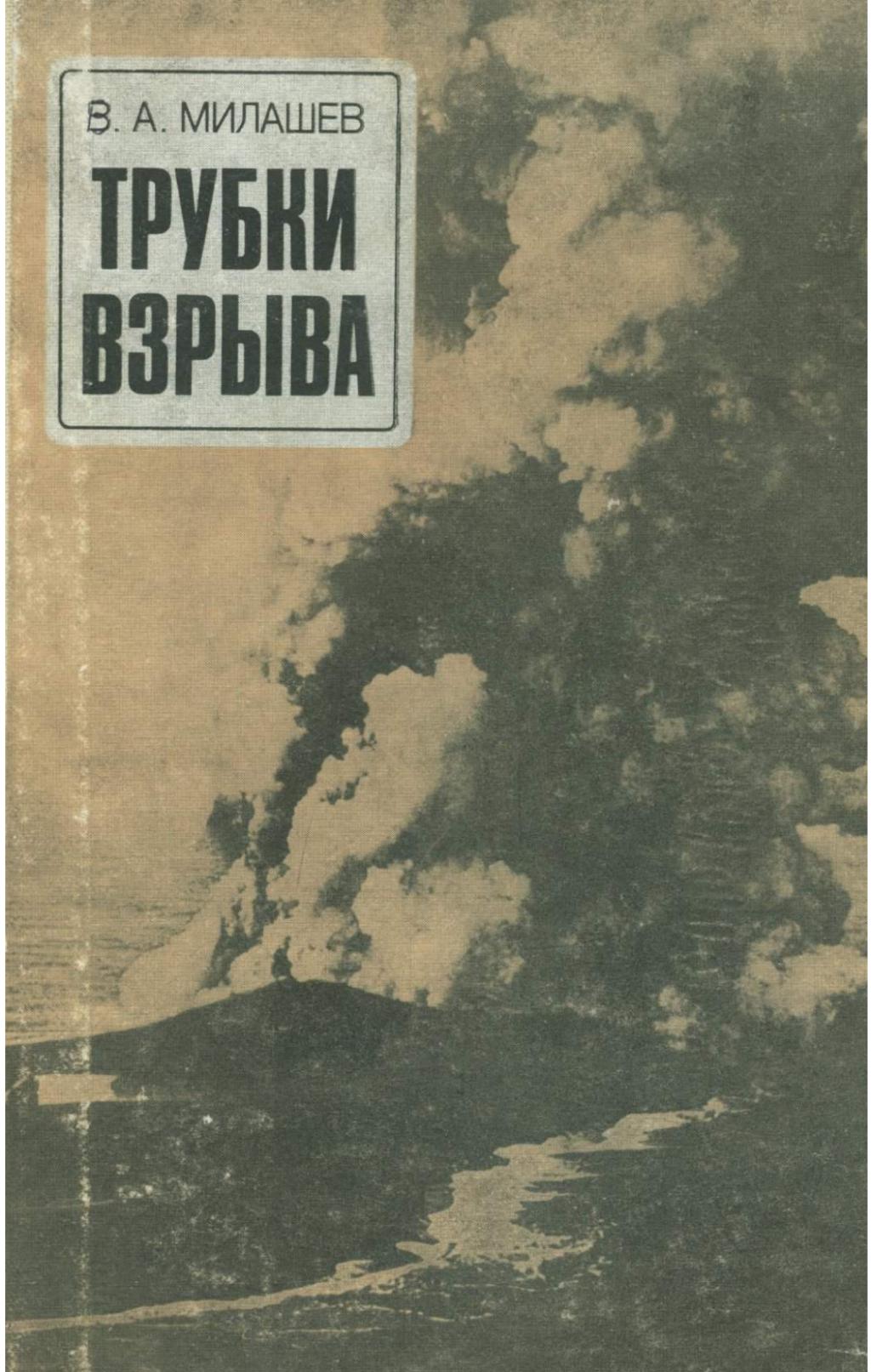


В. А. МИЛАШЕВ

**ТРУБКИ
ВЗРЫВА**



ТРУБКИ ВЗРЫВА

В. А. МИЛАШЕВ

Ленинград "Недра"
Ленинградское отделение 1984



18663



УДК 551.215.4

Милашев В.А. Трубки взрыва. – Л.: Недра, 1984. – 268 с.

Детально охарактеризованы геология и вещественный состав химберлитовых трубок, древних жерл и ныне действующих вулканов, извергающих продукты щелочно-базальтоидного и карбонатитового состава, а также трубок взрыва, сложенных породами трапповой формации и трахитами. Обобщение материалов проиллюстрировано примерами наиболее изученных диатрем Центральной Сибири, Онежского полуострова, Чешского Среднегорья, Северной Танзании и других регионов мира. Дан сравнительный анализ геологических условий залегания, тектонического контроля локализации, формы, размеров, контактовых воздействий и других особенностей трубок взрыва, заполненных породами различного состава. При наличии некоторых специфических особенностей у диатрем, сложенных разными по составу горными породами, трубы не имеют принципиальных различий в структурном положении и внутреннем строении, что свидетельствует о сходстве их генезиса.

Большое внимание уделено результатам оригинальных исследований механизма и условий образования трубчатых тел. Детально рассмотрены физическое состояние формирующих диатремы магматических расплавов и газов, механизм возникновения полостей; оценены скорости и фазовые состояния восходящих потоков вещества; обсуждены динамика заполнения жерл и образования главнейших текто-генетических групп горных пород. Подробно освещены энергетика и геология процессов формирования трубчатых тел, количественно оценены энергетические затраты, аргументированы выводы об источниках и вероятных формах превращения энергии при образовании трубок, а в итоге – охарактеризованы геологическая обстановка энергетических переходов при вулканических процессах и закономерности локализации диатрем.

Книга рассчитана на геологов, исследующих взаимосвязь вулканизма и структурного плана платформенных областей, механизма и условий образования диатрем, занимающихся поисками и изучением эндогенных месторождений, которые связаны с вулканическими аппаратами; она может быть полезна также студентам старших курсов геологических специальностей.

Табл. 26, ил. 49, список лит. 100 назв.

Рецензент – д-р геол.-минерал. наук *И.И. Абрамович* (ВСЕГЕИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Трубки взрыва относятся к числу широко распространенных геологических образований. С давних времен они привлекали внимание исследователей своеобразием формы, рвущими контактами с вмещающими толщами, разнообразием заполняющих горных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Этим незначительным по размерам, обычно субизометрическим в плане на верхних горизонтах, постепенно суживающимся и уплощающимся книзу почти вертикальным каналам, достигающим глубины 2 км и более, во второй половине прошлого века было дано название, в котором по существу однозначно выражено представление о наиболее вероятном механизме их происхождения.

Инвариантность генетической нагрузки термина свидетельствует о том, что еще на заре изучения трубчатых тел, сложенных вулканитами, у исследователей не было сомнений в возникновении таких каналов под воздействием мощных эндогенных взрывов. По мере углубления знаний о вещественном составе и структурно-текстурных особенностях заполняющих трубчатые тела горных пород, о контактовых воздействиях на вмещающие породы и ксенолиты, о внутреннем строении диатрем проблема усложнялась, и к середине нашего века возникла ситуация, когда потребовалось проверять и, казалось бы, уже ставшее очевидным. Проверка показала теоретическую слабость концепции взрыва, несоответствие ее многим принципиально важным фактическим данным. В поисках истины было выдвинуто множество гипотез, в том числе и совершенно фантастических. Критические обзоры представлений о происхождении диатрем приводились время от времени в публикациях по трубчатым телам, сложенным горными породами лишь близкого состава (кимберлитами, базальтами).

Среди встречающихся в трубках магматитов отмечаются порфировые разновидности от ультраосновных и щелочно-ультраосновных до кислых пород и карбонатитов. Не менее разнообразны структурно-текстурные особенности слагающих эти тела горных пород, среди которых наряду с магматитами массивного и миндалекаменного сложения наблюдаются их эруптивные брекчии и туфобрекчии, а также своеобразные брекчии, почти целиком состоящие из обломков прорванных трубками осадочных или метаморфических пород.

Трубки взрыва привлекают внимание исследователей не только и не столько своеобразием геологического строения и пестротой состава, но в первую очередь обилием связанных с ними полезных ископаемых. Из обнаруженных в трубчатых телах полезных ископаемых наибольшее экономическое значение имеют алмазы; кроме того, в трубках известны промышленные концентрации железа, урана, редкоземельных элементов и т. п.

Присутствие в трубках взрыва широкого спектра рудной и нерудной минерализации явилось одной из главных причин того, что эти сходные между собой по внешнему виду и внутреннему строению тела изучаются раздельно обособленными группами геологов, специализирующимися по месторождениям соответствующих полезных ископаемых. Естественно, что методические приемы сбора и изучения материалов, а также полнота освещения тех или иных аспектов и расстановка акцентов при изложении результатов проведенных исследований диктуются спецификой минерального сырья, условиями его образования и закономерностями размещения.

В итоге к настоящему времени имеется большое число публикаций, посвященных геологии, вещественному составу и условиям формирования отдельных групп трубок, различающихся по составу и концентрации тех или иных полезных ископаемых, но отсутствуют обобщающие работы по этим специфическим геологическим образованиям в целом.

Предлагаемая монография должна отчасти восполнить указанный пробел. В ней обобщены материалы по трубчатым телам различного состава, а также изложены результаты их сравнительного анализа с обсуждением физического состояния вещества, динамики, энергетики и механизма их образования. Обзор связанных с трубками взрыва полезных ископаемых, анализ условий их формирования и закономерностей локализации целесообразно будет провести после выяснения важнейших аспектов происхождения самих диатрем. Эти вопросы здесь не рассматриваются, они должны стать темой специальной большой работы.

ЧАСТЬ I

КИМБЕРЛИТОВЫЕ ТРУБКИ

1

МОРФОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

Главнейшие типы и модели кимберлитовых тел

Типичной формой залегания кимберлитовых пород являются разнообразные по конфигурации трубчатые тела — так называемые трубы взрыва, или диатремы. Довольно обычны также дайки, в отдельных районах встречаются кимберлитовые силлы и сложные неправильные по форме тела, предположительно связываемые с заполнением кимберлитовыми расплавами карстовых пещер.

Трубы взрыва в целом могут быть охарактеризованы как конусовидные тела, обращенные вершиной вниз. Размеры их в плане на уровне современного среза изменяются от 0,01 до 140 га. Убывание площади поперечного сечения с глубиной наблюдается у всех без исключения диатрем. У единичных трубок ("Кроун-Даймонд-Майн", "Удачная", "Москвичка") вблизи от современной поверхности наблюдаются небольшие "раздувы", ниже которых эти тела опять приобретают типичную для кимберлитовых диатрем конусовидную форму.

Литологический состав вмещающих пород на нижних и средних горизонтах разреза диатрем не оказывает существенного влияния на их форму, хотя и отражается на деталях контуров. Так, одна из хорошо изученных кимберлитовых трубок Якутии практически не изменяет свою форму на горизонтах, где она прорывает механически очень слабые мергели и весьма прочные известняки [10]. Механическая прочность прорываемых диатре-

мами пород оказывается на их форме, вероятно, только в тех случаях, когда слабые породы располагаются на уровне апикальных частей слабо эродированных трубок, где возникают широкие раструбы.

Скорость убывания площади поперечного сечения диатрем при погружении связана функциональной зависимостью с углами наклона "стенок" трубчатой полости. Этот градиент меняется от трубы к трубке, в некоторых случаях очень сильно. Так, если площадь поперечного сечения трубы "Кимберли" на каждые 100 м погружения убывает в среднем на 8 %, трубок "Дебирс" и "Мир" – на 13–14 %, то соответствующий показатель у трубы "Робертс-Виктор" равен 56 %, у трубы "Св. Августин" – 68 %. Однако, несмотря на единичные существенные отклонения, форма кимберлитовых трубок в первом приближении может быть отождествлена с конусом, угол при вершине которого (между образующими) равен 10–15°. Отсюда следует, что по размерам выхода кимберлитовой диатрены на дневной поверхности можно примерно оценить ее вероятный объем. Для упрощения таких оценок была построена номограмма, позволяющая перейти от наблюдаемой в плане площади к прогнозному объему кимберлитовых трубок при аппроксимации их формы конусом, угол между образующими которого равен 12° [42]. Сходные результаты получены и в итоге анализа данных по верхним и средним горизонтам 11 африканских диатрем (рис. 1, табл. 1) [92]. Несколько меньшее значение (82°) по сравнению с нашими данными (84°) среднего наклона бортов диатрем является следствием того, что Дж. Б. Хаусорн исключил из расчетов нижние и отчасти средние горизонты трубок взрыва.

С глубиной не только убывает площадь поперечного сечения кимберлитовых трубок, но происходит также их "сплющивание", в результате чего трубы постепенно вырождаются в дайки. Глубина такого перехода не одинакова для разных диатрем. Так, трубка "Кимберли" становится дайкой на глубине 1073 м, "Св. Августин" – 244 м, "Дебирс" – 732 м.

Кимберлитовые трубы на уровне современного среза достаточно разнообразны по форме. Встречаются тела почти правильной окружной или овальной формы, с ровными и изрезанными границами. Широко распространены удлиненные и сильно вытянутые линзовидные в плане сплюснутые-трубчатые тела, иногда переходящие по простирации в дайки. Встречаются также амебовидные, грибообразные и других причудливых очертаний диатрены. Некоторые исследователи предпринимали попытки типизировать диатрены по конфигурации их в плане с выделением до десяти разновидностей (округлые, овальные, грушевидные, четырехугольные, гантелиобразные, неправильной изометричной формы и т. п.). Однако из-за громоздкости и отсутствия теоретической основы подобного расчленения, а следовательно, и вытекающей отсюда бесполезности для практических целей эти схемы не получили распространения.

Принимая во внимание четкую тенденцию к убыванию степени изометричности поперечного сечения трубок взрыва с глубиной и переход их корневых частей в дайки, считаем целесообразным различать две основные, связанные постепенными переходами морфологические группы диатр.: собственно трубы взрыва (изометричные и овальные в плане) и

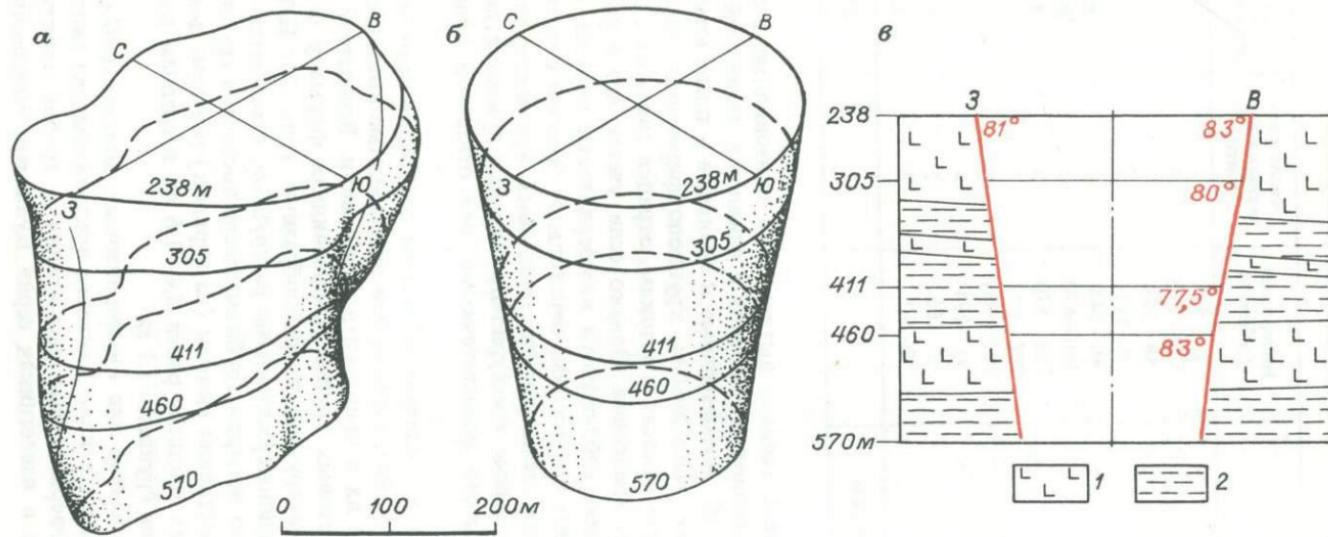


Рис. 1. Изометрические проекции и вертикальный разрез кимберлитовой трубы "Ягерсфонтейн" [92].

Изометрические проекции: *а* – различных горизонтов трубы, *б* – кругов, равных по площади сечениям трубы на соответствующих горизонтах; *в* – вертикальный разрез идеализированной трубы.
1 – долериты Карру; *2* – сланцы Карру.

ТАБЛИЦА 1

Средние углы наклона бортов кимберлитовых трубок [92]

Трубки	Интервалы глубин, м	Число расчетных горизонтов	Средний угол наклона
"Премьер"	170–538	5	84°
"Финиш"	88–348	2	82
"Дютойтспен"	0–411	4	79
"Коффифонтеин"	46–244	3	85
"Весселтон"	250–470	3	81
"Ягерсфонтейн"	238–570	5	81
"Бултфонтейн"	296–670	3	83
"Дебирс"	105–300	3	84
"Кимберли"	91–294	4	80
"Вест-Энд"	0–165	2	81
"Као"	0–90	2	85
Среднее по всем трубкам			82

сплюснуто-трубчатые тела (сильно вытянутые и линзовидные в плане). У тел первой группы отношение короткой и длинной в плане осей 1:1 – 1:3, у второй 1:3 – 1:10. Изометричные и овальные в плане кимберлитовые тела, сложенные массивными крупнопорфировыми породами, некоторые исследователи относят к штокам, отрицая связь их с земной поверхностью в период внедрения. Однако если учесть, что в различно эродированных диатремах наблюдаются кимберлитовые породы, по которым можно проследить постепенные переходы от брекчий с мелкопорфировым магматическим цементом до массивных крупнопорфировых разновидностей, то указанные текстурно-структурные признаки должны быть признаны совершенно недостаточными для отнесения подобных тел к штокам.

Заметно отличаются от описанной модели кимберлитовые трубы поля Бакванга (Мбужи-Майи), характерной особенностью которых является резкое расширение их в приповерхностной части. Вследствие этого типичная для кимберлитовых трубок конусовидная форма у диатрем данного поля трансформируется в грибообразную (рис. 2). Площадь диатрем, обладающих приповерхностными раструбами, изменяется от 6,2 до 16,5 га, в среднем по четырем трубкам северо-восточной группы она составляет 11,2 га. Существенно меньше (на порядок) размеры диатрем, лишенных раструбов: их площадь равна 0,4–1,6 га, в среднем по пяти трубкам северо-восточной группы – 1,1 га.

Для объяснения необычной для кимберлитовых диатрем грибообразной формы трубок взрыва в поле Бакванга предложены две гипотезы. Согласно первой приповерхностные расширения у трубок трактуются как карстовые полости в известняках серии Бушимаи, заполнившиеся

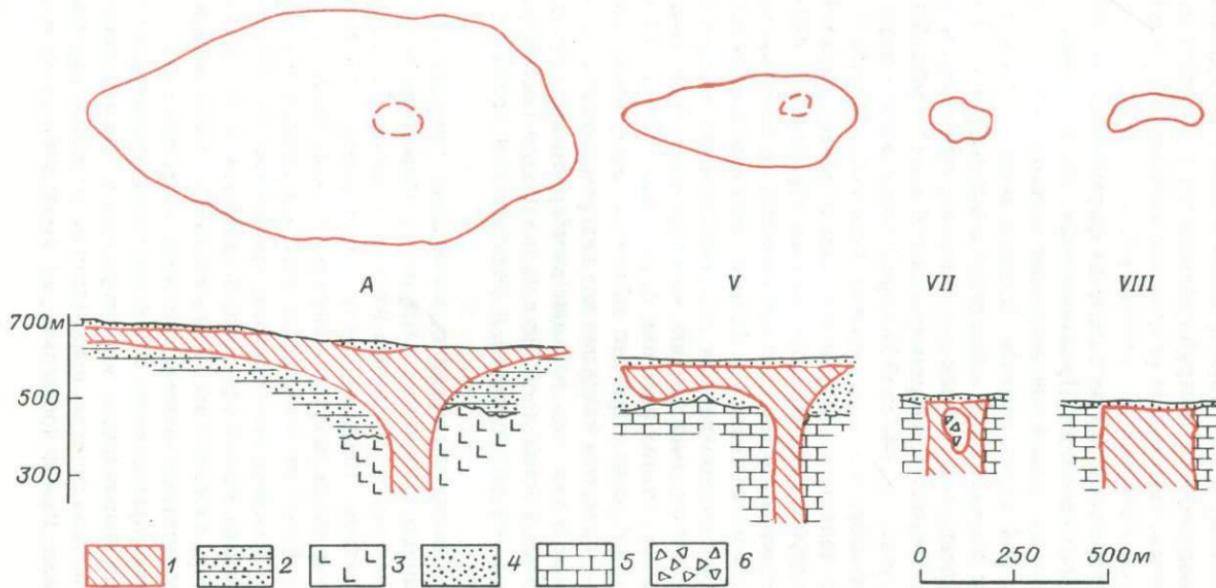


Рис. 2. Форма в плане и разрезе некоторых кимберлитовых трубок поля Бакванга [Meyer de Stadelhofen C., 1963 г.].

1 – кимберлитовые брекчии; 2 – мезозойские песчаники; 3 – долериты; 4 – делювиальные отложения; 5 – карбонатные породы; 6 – крупные ксенолиты.

кимберлитовым делювием в смеси с обломками мезозойских пород. В качестве примера приводится трубка III, раструб которой заполнен сильно измененным кимберлитовым и терригенным материалом, а подводящий (вертикальный) канал сложен плотной кимберлитовой брекчии. Однако хорошо выраженный раструб наблюдается и у трубы А, которая прорывает песчаники, залегающие на изверженных породах; карбонатные породы в разрезе на этом участке отсутствуют.

Согласно второй гипотезе грибообразная форма диатрем обусловлена спецификой их формирования. Предполагается, что извержение кимберлитов происходило под водой одновременно с накоплением мезозойских песчаников слоя М-4 серии Луалаба. В итоге создавались условия для перемешивания и переслаивания осадочного и вулканогенного материала и растекания последнего среди неконсолидированных осадков по площади, во много раз превышающей размеры самих жерл (трубка V). Отмечается, что на всех участках, где слой М-4 эродирован, кимберлитовые трубы не имеют грибообразного расширения. Они представлены вертикальными трубчатыми телами, у которых площадь поперечного сечения почти не изменяется до глубины первых сотен метров (трубы VII, VIII).

Дайки кимберлитов встречаются практически во всех районах проявления кимберлитового вулканизма. Однако если в большинстве районов на уровне дневной поверхности они единичны или обычны, то в некоторых местах даек значительно больше, чем трубок взрыва. При наличии на одном участке нескольких даек они обычно располагаются цепочками, кулисо- или веерообразно. Принято выделять следующие типы даек: 1) служившие подводящими каналами для диатрем и силлов; 2) внедрившиеся по трещинам в уже затвердевшие кимберлитовые породы трубок взрыва; 3) развитые в зонах дробления на экзоконтактах диатрем; 4) не имеющие видимой территориальной и генетической связи с трубками взрыва и силлами.

Дайки первого типа, как правило, значительно превосходят по мощности и протяженности трещинные интрузии кимберлитов, относимые ко второму и третьему типам. Мощность их до 5 м, иногда 10–15 м, а длина несколько километров. Нередко такие дайки имеют субизометричные или линзовидные в плане раздувы, ширина которых достигает до первых десятков метров. В тех случаях, когда раздувы выполнены эруптивной брекчией или туфобрекчией кимберлитов, принадлежность их к корневым частям трубок взрыва может считаться доказанной. При массивной текстуре кимберлитов, заполняющих линзовидный в плане раздув, идентификация его с корневыми частями диатремы затруднительна, поскольку такой раздув может представлять собой локальное расширение трещины. На участках четко выраженных зон дробления и рассланцевания дайки рассматриваемого типа иногда вырождаются в серии крутопадающих ветвящихся мелких даек и прожилков, не выдержаных по мощности и простирации.

Дайки, внедрившиеся по трещинам в уже затвердевшие кимберлитовые брекчии, не выходят за пределы трубок. Эти дайки часто отличаются по составу от кимберлитового цемента брекчии (обычно в сторону повы-

шенного содержания слюды и оливина); в большинстве случаев они образовались, по-видимому, в результате внедрения небольших порций остаточных кимберлитовых расплавов. Заполняя первичные трещины отдельности в кимберлитовых брекчиях, дайки описываемого типа нередко имеют ступенчатую конфигурацию в разрезе и незначительную мощность.

Дайки, встречающиеся в зонах дробления у контактов кимберлитовых трубок, рассматриваются в гл. 4.

К четвертому типу относятся дайки, располагающиеся обычно в одиночку на значительном (многие километры) расстоянии от известных трубок взрыва, силлов и роев даек. Мощность их изменяется от долей метра до первых метров, а прослеженная длина — от нескольких десятков до первых сотен метров. Раздувы у таких даек не наблюдались. Возможно, что они образовались на конечных этапах кимберлитового магматизма при относительно спокойном заполнении трещин расплавами с пониженным содержанием летучих, характерным для периодов затухания вулканизма. Вместе с тем нельзя исключать и недостаточную опоискованность отдельных участков распространения таких даек и возможность присутствия там еще не обнаруженных кимберлитовых диатрем и силлов.

Силлы составляют незначительную долю от общего числа выявленных к настоящему времени кимберлитовых тел. Это обусловлено, вероятно, как сравнительно редким распространением их в природе, так и трудностями обнаружения маломощных пластиообразных тел среди практически горизонтально залегающих толщ в условиях слабо расчлененного рельефа платформенных областей. Ранее силлы кимберлитов были известны только на Африканском континенте (ЮАР, Замбия, Зимбабве, Танзания, Кения), а в последние годы они обнаружены и на Русской платформе [51]. Кимберлитовые силлы обладают значительной изменчивостью мощности и площади в плане. Так, силы "Бенфонтейн", имея минимальную среднюю мощность (0,9–1,2 м), является самым крупным по площади — около 5 км². Выявленные в том же районе силлы "Весселтон-флорс" и "Салтпетрепан" по отношению мощности (десятки метров) к горизонтальным размерам могут считаться лакколитами.

В конце 70-х годов в одном из районов Якутии в непосредственной близости от крупной кимберлитовой трубки обнаружены кимберлитовые тела нового морфологического типа. Они не имеют выхода на земную поверхность и обладают очень сложной неправильной формой. Изучавший эти тела А.И. Боткунов отмечает, что линейные размеры их по вертикали и горизонтали достигают нескольких десятков — первых сотен метров, а объем — от сотен до нескольких десятков тысяч кубических метров. Все такие тела сопряжены с дайками кимберлитов. По визуальным наблюдениям А.И. Боткунова, в слагающем тела кимберлите присутствуют несколько смещенные, но позволяющие трассировать первичное залегание фрагменты подходящих снизу и продолжающихся вверх кимберлитовых даек.

Действительные временные и генетические взаимоотношения указанных тел и сопряженных с ними даек, вероятно, будут выяснены в результате детальных исследований этих уникальных объектов. В качестве

рабочей гипотезы может быть предложен механизм заполнения подземных карстовых пещер кимберлитовыми расплавами, проникавшими по радиальным трещинам от гигантской центральной диатремы или с более глубоких горизонтов земной коры. О принципиальной возможности формирования таких тел путем выполнения карстовых полостей свидетельствует склонность вмещающих эти тела карбонатных толщ к карстообразованию. Так, на смежной территории в сходных по литологии карбонатных породах широко развит глубокий, покрытый и бронированный карст [Филиппов А.Г., Лелюх М.И., 1980 г.].

Зависимость формы и размеров тел и текстурных особенностей пород от глубины эрозионного среза

При описании геометрической модели кимберлитовой диатремы отмечалось увеличение ее вытянутости в плане и сокращение площади поперечного сечения от поверхностных к глубоким горизонтам. В большинстве кимберлитовых полей встречаются разнообразные по конфигурации и размерам диатремы, сопряженные с большим или меньшим числом даек. Вместе с тем среди сотен известных в мире кимберлитовых полей нет даже двух, которые были бы идентичны по размерам и конфигурации в плане диатрем, по относительной распространенности, мощности и протяженности даек. Наиболее легко устанавливаемым и поэтому самым удобным для сравнительного анализа полей признаком является количественное соотношение диатрем и даек. По этому признаку выделяется пять групп кимберлитовых полей: 1) исключительного распространения трубчатых тел; 2) преобладающего распространения трубок; 3) примерно одинакового распространения трубок и даек; 4) преобладающего распространения даек; 5) исключительного распространения даек.

Поля, где кимберлиты на уровне дневной поверхности залегают лишь в виде трубчатых тел, немногочисленны, причем в некоторых из этих полей дайки, возможно, имеются, но пока не обнаружены (Верхнемунское). Ко второй группе относится большинство кимберлитовых полей Сибири и Африки. Примерно равное соотношение трубок взрыва и даек устанавливается в подчиненном числе кимберлитовых полей (Лучакансое, Омонос-Кутугунское). Поля преобладающего развития даек редки (Као, Сефаду), а поля только даек — единичны (Сегела).

Намечается отчетливая тенденция к убыванию средней площади и степени изометричности (в плане) диатрем от первой к пятой группе полей. Предпринимались попытки объяснить наблюдаемые различия морфологии и средних размеров кимберлитовых тел в различных полях изменчивостью абсолютной глубины эрозионного среза соответствующих участков территории [24]. Однако если бы размеры диатрем на уровне современной поверхности зависели главным образом от эрозионного среза, то в границах отдельно взятого района все трубки взрыва должны были бы иметь примерно одинаковую площадь, причем наиболее крупные из них

находились бы на водоразделах, а самые мелкие – в долинах рек. В природе, как известно, ничего подобного не наблюдается и площадь некоторых близко расположенных диатрем, находящихся примерно на одном гипсометрическом уровне, различается в сотни раз. Кроме того, средние размеры диатрем по районам коррелируются с петрографическими и петрохимическими особенностями кимберлитов, с морфологией, средней величиной кристаллов и содержанием алмазов; площади трубок закономерно убывают от центра к периферии областей проявления кимберлитового вулканизма [36].

Сторонники гипотезы о возникновении кимберлитовых трубок на промежуточных очагах, формировавшихся на контакте чехла и фундамента платформы, вынуждены приписывать одинаковую глубину заложения всем диатремам каждого района. Тем самым полностью игнорируются существенные различия в давлении и активности последовательно поступавших из земных недр порций кимберлитовой магмы, несомненно разная степень благоприятности геолого-тектонической и гидрогеологической обстановки даже на соседних участках территории в отдельные моменты истории ее геологического развития для образования трубок взрыва, а также весь богатейший фактический материал по геологии кимберлитов, и в частности надежно установленные резкие различия в глубине заложения смежных диатрем ("Кимберли" и "Св. Августин"; "Мир" и "Спутник").

Дж. Б. Хаусорн [92], обобщив данные по некоторым алмазоносным диатремам Африканского континента, построил идеализированную структурно-петрографическую модель кимберлитовой трубы (рис. 3). При несомненной справедливости представленной модели в целом она вызывает ряд существенных замечаний. Как следует из графического изображения модели и из текста статьи, глубина заложения гипотетической идеализированной трубы принимается около 2 км, а диаметр ее первоначального устья – 1 км. Меньшие, чем у модели, площадь поперечного сечения и глубина перехода в дайки практически у всех кимберлитовых диатрем связываются с денудационными процессами, благодаря которым на современную поверхность выводятся средние и даже нижние горизонты трубок. Однако с этих позиций трудно объяснить существенные различия (700–800 м) в глубине выклинивания трубок "Кимберли" и "Св. Августин", "Мир" и "Спутник", а также других парных диатрем, поскольку предположение о возможной денудации соответствующих участков территории на многие сотни метров за время между образованием смежных диатрем не находит геологического подтверждения.

Таких противоречий не возникает, если колебания в глубине заложения диатрем связывать с изменчивостью активности, и в первую очередь – с неизбежными различиями давления кимберлитовых магм и неодинаковым количеством вовлекаемых в вулканические процессы летучих компонентов при формировании диатрем как в разных районах, так и в пределах одного поля. Напомним, что давление магмы при образовании кимберлитов алмазной субфации в несколько раз превышает давление расплава, из которого возникают кимберлиты пироповой субфации [39, 40].

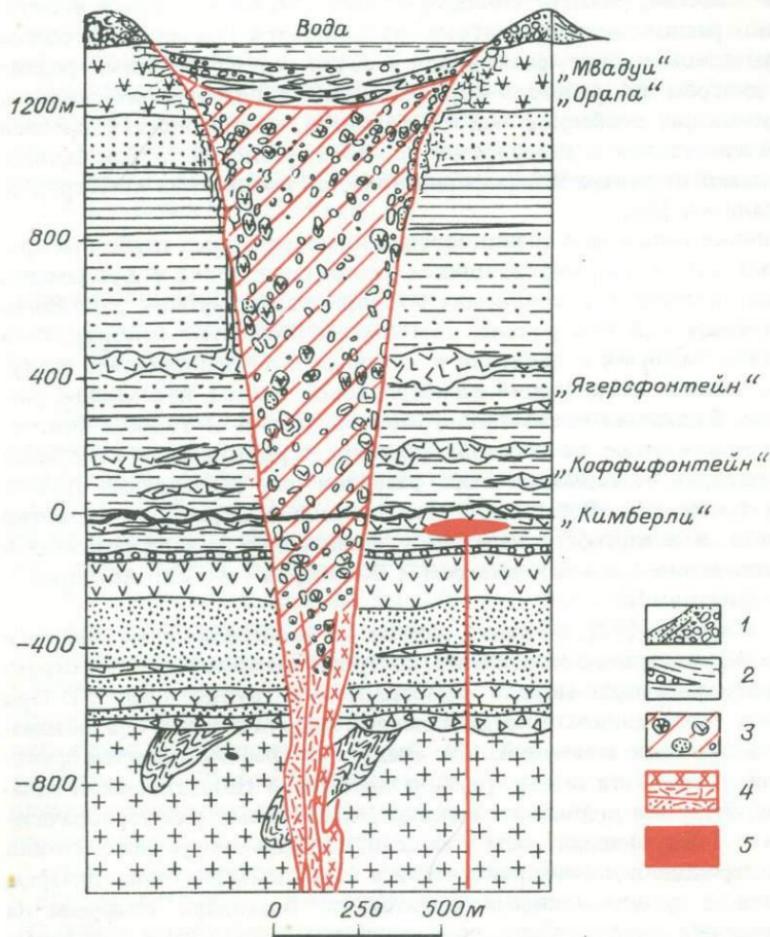


Рис. 3. Структурно-петрографическая модель кимберлитовой трубы [92].

1 – туфы вулканического конуса; 2 – тонко- и грубозернистые осадки; 3 – агломераты и туфы; 4 – интрузивные брекчии; 5 – интрузивные кимберлиты (силлы).

В сильной степени колеблются также концентрация летучих компонентов в магме и количество вовлекавшихся в вулканические процессы водозадых вод при внедрении кимберлитов как различных полей, так и соседних диатрем.

Все это не умаляет значения параметров идеализированной трубы, выведенных Дж. Б. Хаусорном на примере нескольких высокоалмазоносных диатрем Африканского континента. Однако требуется весьма важное уточнение: предлагаемая модель пригодна не для кимберлитовой трубы вообще, а для очень крупной кимберлитовой трубы, какие доста-

точно редки даже в полях развития кимберлитов алмазной субфации. Примечательно, что глубина заложения такой трубки (2 км) совпадает с ранее выполненной нами оценкой соответствующих характеристик диатрем в полях развития кимберлитов алмазной субфации – 1,8–2,1 км [36]. Тогда же подчеркивалось, что по мере снижения давления кимберлитовых магм неизбежно сокращаются глубина заложения и площадь поперечного сечения диатрем; были приведены средние значения вероятной глубины заложения трубок взрыва в полях совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций (0,7–0,8 км) и пироповой субфации (0,5–0,6 км). Отсюда можно заключить, что применительно к большинству слабоалмазных кимберлитов в полях алмазной, алмазно-пироповой, а тем более пироповой субфации приближенные к натуре модели кимберлитовых трубок, сохраняя средний наклон бортов (82–84°), должны иметь меньшие глубины заложения и площади поперечного сечения.

Заполняющие полость диатремы кимберлитовые породы в модели Дж. Б. Хаусорна представлены почти исключительно агломератами и туфами, которые лишь в прикорневых частях сменяются эруптивными (интрузивными) брекчиями. В Сибири кимберлитовые туфы встречаются, но относительно редко, и поэтому доля их в общем объеме кимберлитовых пород здесь составляет только около 4 % [36]. Примечательно, что туфы обычно не наблюдаются даже в крупных сибирских диатремах, прослеженных без перехода их в дайки на глубину свыше 1200 м ("Удачная", "Мир" и др.). Без сравнительных данных трудно решить вопрос о действительных причинах такого несоответствия: расходятся ли здесь трактовки генезиса идентичных пород исследователями различных школ или скаживаются специфические особенности кимберлитового вулканизма Сибири и Африки. Наиболее вероятной представляется первая из указанных причин.

В целом же вывод о преимущественной приуроченности туфов к верхним горизонтам трубок взрыва, эруптивных брекчий – к средним, массивных кимберлитов – к нижним, по-видимому, справедлив. Однако сложный характер тенденции, связанный, в частности, с наличием нескольких генераций близких по структурным признакам пород, и большое число необъяснимых отклонений не позволяют пока использовать структурно-текстурные особенности кимберлитовых пород в качестве однозначного критерия для оценки степени эродированности диатрем.

Изменчивость морфологии и площади поперечного сечения кимберлитовых трубок по вертикали, появление на некоторой глубине от первоначальной (существовавшей в период кимберлитового вулканизма) земной поверхности даек и силлов свидетельствуют о наличии первичной вертикальной зональности (этажности) кимберлитовых полей. В этой связи следует отметить, что каждая из пяти групп кимберлитовых полей, различающихся относительным количеством трубок и даек, очертаниями и площадью диатрем, включает поля, близкие по степени (но не обязательно идентичные по абсолютной глубине) денудации, и поэтому может быть принята за образец соответствующего этажа в идеализированной модели

ТАБЛИЦА 2

Морфологические особенности кимберлитовых тел на различных этажах вертикальной модели кимберлитового поля

Этаж (сверху вниз)	Относительное число, %		Средняя площадь диатрем	Отношение короткой и длинной осей типовичных диатрем	Текстурно-генетические группы кимберлитовых пород
	трубок	даек			
1	100	—	S	$1:1 - 1:3$	Туфобрекчи, эруптивные брекчи, реже массивные кимберлиты
2	61–99	1–39	$(0,4 \div 0,8) S$	$1:2 - 1:4$	Кимберлитовые эруптивные брекчи, туфобрекчи, массивные кимберлиты
3	40–60	40–60	$(0,15 \div 0,4) S$	$1:3 - 1:6$	То же
4	1–39	61–99	$< 0,15 S$	$1:4 - 1:10$	Эруптивные брекчи, массивные кимберлиты, туфобрекчи
5	—	100	—	—	Массивные кимберлиты

кимберлитового поля (табл. 2). Первоначальная средняя площадь диатрем определяется фациальной принадлежностью кимберлитов и в меньшей степени зависит от особенностей геологического строения каждого поля. Поскольку глубина заложения трубок взрыва прямо пропорциональна давлению кимберлитовой магмы, постольку вертикальные размеры отдельных этажей и всей модели в целом максимальны для полей кимберлитов алмазной субфации и минимальны для полей кимберлитов пироповой субфации.

В заключение следует отметить, что вертикальные и горизонтальные размеры общей модели кимберлитовой диатремы не могут быть выражены фиксированными метрическими единицами. Чтобы модель могла отражать главнейшие структурно-петрографические особенности большинства диатрем, ее линейные параметры должны быть приведены в относительных единицах; таким образом иллюстрируется пропорциональность изменения размеров диатремы по вертикали и горизонтали независимо от ее конкретных размеров.

2

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

Эндогенные структуры

Эндогенные структуры однофазных кимберлитовых трубок, даек и силлов, как и аналогичных тел других вулканитов, складываются из ориентировки первичных текстур течения у магматитов или слоистости у пирокластов, первичной трещиноватости пород, а также из распределения и ориентировки длинных осей порфировых вкрапленников и ксенолитов. Присутствие в диатреме или дайке двух и более генераций кимберлитовых пород не только усложняет структуру тела, но и является его неотъемлемой структурной чертой. Кроме выявления перечисленных элементов первичной структуры каждой генерации кимберлитовой породы исследование многофазных тел требует определения возрастных соотношений и сравнительного изучения петрохимических, физических и других особенностей различных генераций пород.

Петрохимическая характеристика породы в однофазных телах при обычных исследованиях не отражает ее структурные особенности, поскольку естественные флуктуации содержаний первичных химических компонентов малы и, как правило, не улавливаются. Совершенно иную роль играют результаты петрохимических исследований многофазных диатрем, где каждая генерация кимберлитовой породы является крупным структурным элементом с только ему присущим химизмом. Кроме того, некоторые особенности химизма кимберлитов, в первую очередь показатели их контрастности и степени дифференциации, оказывают существенную помощь при оценках относительного возраста и последовательности образования пород (подробнее эти вопросы рассматриваются в гл. 7).

В штуфах кимберлитовых брекчий из многих диатрем устанавливаются линейные и плоскопараллельные текстуры течения, проявляющиеся в субпараллельной ориентировке удлиненных и плоских включений и минералов. Результаты статистической обработки массовых определений ориентировки уплощенно-вытянутых включений в кимберлитовой брекчии одной из трубок Якутии свидетельствуют о наличии в ней первичных текстур течения, ориентированных субвертикально. Уплощенные включения в краевых частях трубки наклонены к центру тела под углом 70–80°, а простирания их параллельны линии контакта (рис. 4). Полученные данные показывают, что трубка на глубине становится уже, т. е. она имеет форму конуса, обращенного вершиной вниз. Кроме того, эти результаты свидетельствуют, что полости диатрем заполнялись достаточно пластичным расплавом. Поэтому сопоставление механизма формирования трубок с диапировыми процессами лишиено оснований.

2 - 1096

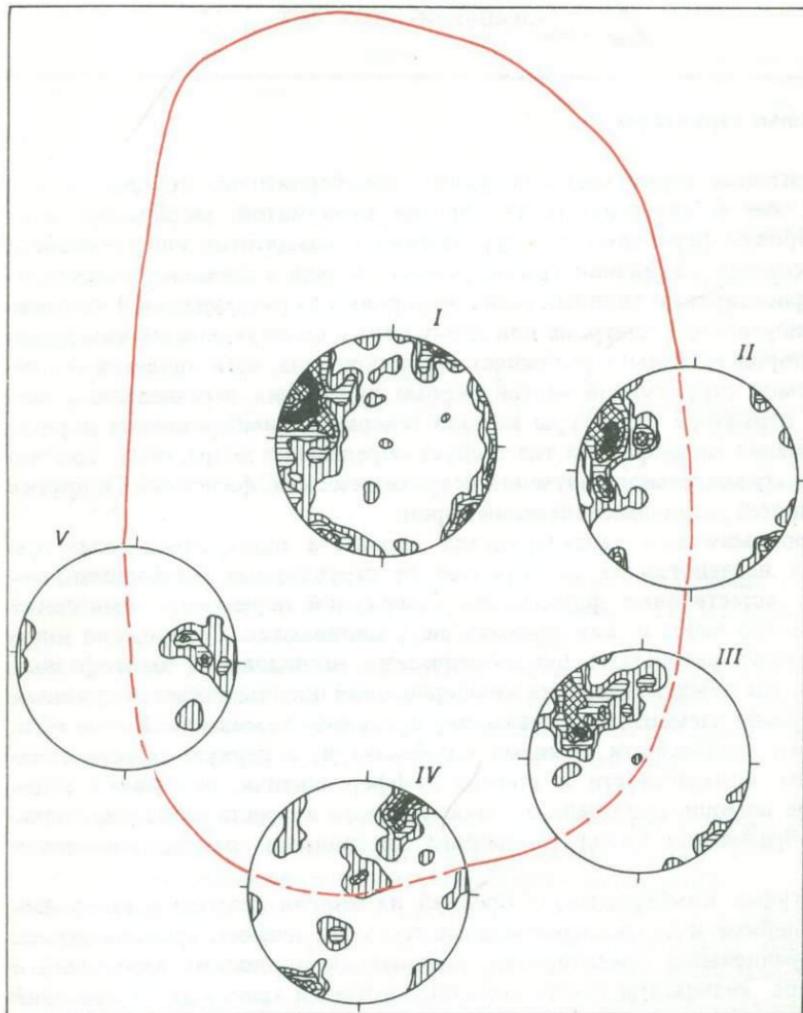


Рис. 4. План кимберлитовой трубы "Обнаженная" с ориентирными диаграммами нормалей к плитчатым и уплощенно-вытянутым ксенолитам и родственным включениям.

I – сводная диаграмма (220 определений); диаграммы по разным частям трубы:
 II – по восточной (57), III – по юго-восточной (56), IV – по южной (51), V – по западной (24).

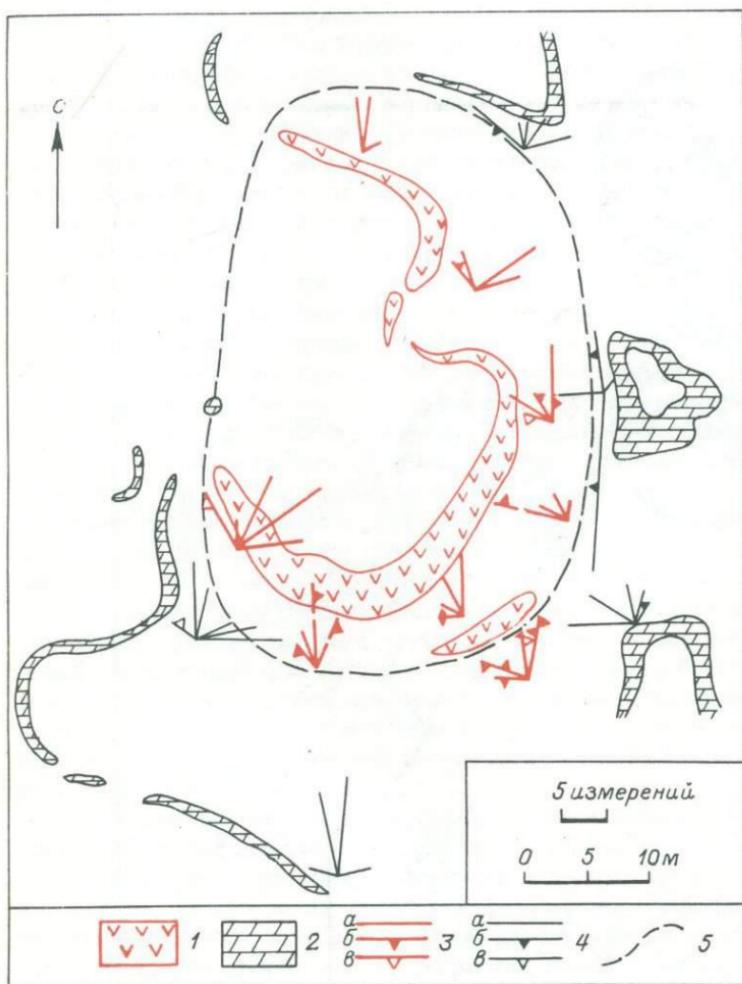


Рис. 5. Схема трещиноватости кимберлитов трубки "Обнаженная" и вмещающих доломитов туркутской свиты синия.

Коренные выходы: 1 – кимберлитов, 2 – доломитов; трещины: 3 – в кимберлитах, 4 – в доломитах [а – вертикальные ($80-90^\circ$); б – крутопадающие ($45-79^\circ$); в – пологопадающие ($10-44^\circ$)]; 5 – предполагаемый контур трубы.

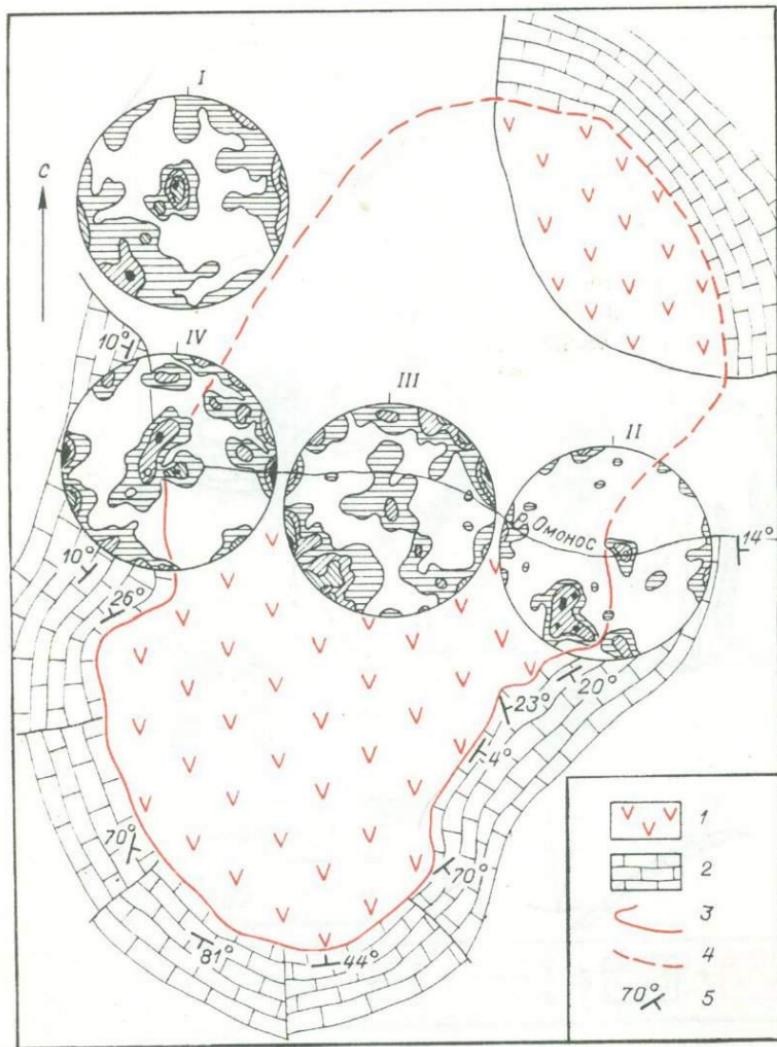


Рис. 6. План трубы "Ленинград" с ориентирическими диаграммами нормалей к трещинам отдельности в кимберлитовой брекчии [22].

I – сводная диаграмма (600 определений); диаграммы по разным частям трубы: II – по восточной (100), III – по центральной (300), IV – по западной (200).

1 – эруптивная кимберлитовая брекчия; 2 – кембрийские известняки; контур трубы: 3 – по данным горных выработок, 4 – по данным магниторазведки; 5 – элементы залегания карбонатных пород.

Изучение трещиноватости кимберлитовых брекчий в нескольких трубках взрыва показало, что в породах развиты трещины трех основных типов: 1) горизонтальные и пологие, с углами падения менее $10-20^\circ$; 2) вертикальные и субвертикальные, с углами падения более 80° ; 3) наклонные, с углами падения $30-80^\circ$ (рис. 5, 6).

Трещины первого типа нередко являются наиболее многочисленными. Они располагаются перпендикулярно к линиям течения, и поэтому их следует считать поперечными. Вертикальные и субвертикальные трещины обычно менее распространены. По отношению к плоскости контакта среди них выделяются две группы: перпендикулярные и параллельные. Первые располагаются радиально от центра трубки и совпадают с линиями течения кимберлита, что сближает их с продольными трещинами плутонов. Трещины второй группы ориентированы концентрически по отношению к вертикальной оси трубы и совпадают с плоскостями параллельными текстурами кимберлита, что свидетельствует в пользу отнесения их к пластовым трещинам. Наклонные трещины ($30-80^\circ$) немногочисленны. В основном они имеют одинаковое простиранье с радиальными трещинами и, возможно, являются первичными диагональными. Кроме перечисленных систем первичных трещин отдельности в кимберлитовых брекчиях наблюдаются системы наложенных трещин, обусловленных региональными деформациями рамы после становления диатремы.

Около 30 % от общего числа диатрем и почти 100 % хорошо изученных тел сложено двумя и более генерациями кимберлитовых пород. Отсюда напрашивается вывод о значительно более широком распространении сложно построенных диатрем. Однако было бы ошибкой говорить о многофазности практически всех трубок, поскольку из них детальному изучению подвергались, как правило, наиболее крупные и богатые алмазами. Некоторые мелкие трубы, несомненно, сложены только одной генерацией породы. Вместе с тем многоактное формирование не только гигантских, но также всех крупных и большинства средних диатрем можно считать установленным фактом.

Последовательные генерации кимберлитовых пород в сложно построенных диатренах обычно существенно различаются по текстурным и структурным особенностям, содержанию порфировых вкрапленников и ксенолитов, химическому составу и физическим свойствам. Контакты между генерациями резкие. Положение контакта относительно первичных текстур течения в изучаемых генерациях пород и присутствие обломков одной из них в качестве ксенолитов в другой позволяют надежно определять последовательность образования этих генераций (рис. 7). Установлена четкая очередь формирования разных по текстуре групп кимберлитовых пород: во всех случаях массивные кимберлиты внедрялись позднее кимберлитовых брекчий, среди которых наиболее ранними являются туфобрекции.

Несколько особняком стоят диатремы, у которых различия в составе последовательных генераций пород сводятся почти исключительно к степени насыщенности их ксенолитами при несущественных вариациях химизма собственно магматической части. Контактов между такими гене-

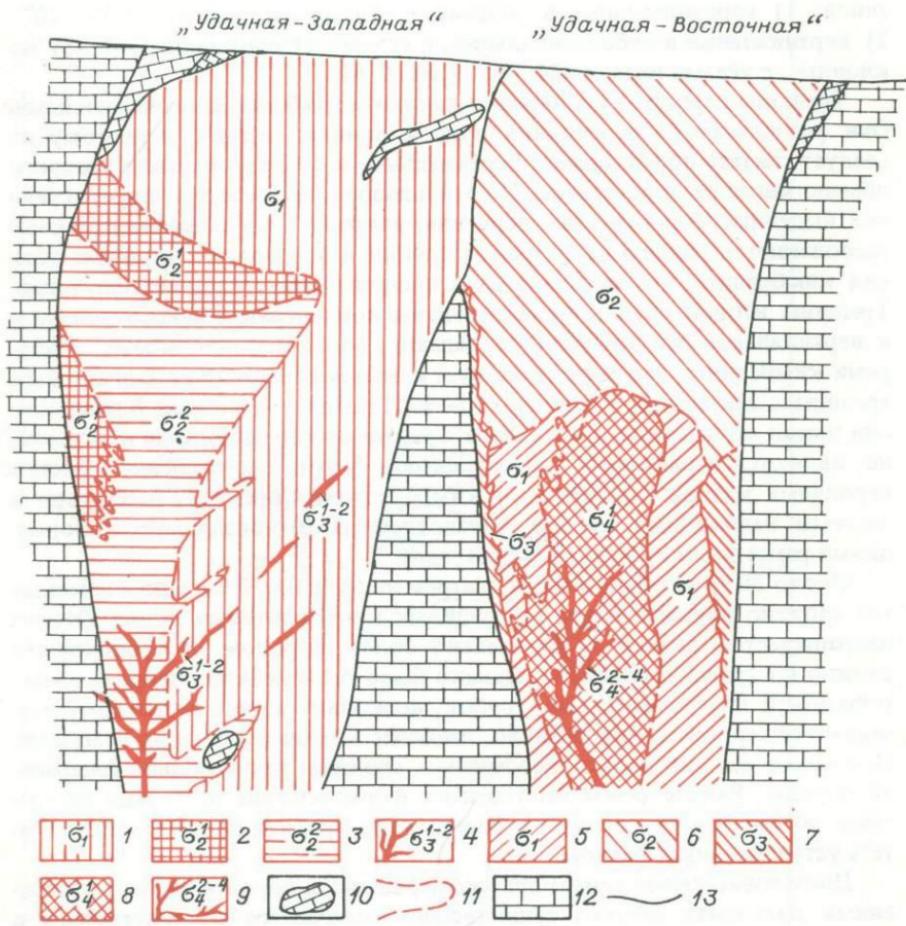


Рис. 7. Схематический разрез кимберлитовых трубок "Удачная-Западная" и "Удачная-Восточная" [Свиридов В.Ф., 1972 г.; 31].

"Удачная-Западная"

Кимберлитовые брекчии: 1 – I этапа, 2 – II этапа, с первичными текстурами течения, 3 – II этапа, с массивной текстурой связующей массы; 4 – жильные кимберлиты заключительного этапа.

"Удачная-Восточная"

5 – автолитовая кимберлитовая брекчия I этапа; 6 – кимберлитовая брекчия II этапа, с массивной текстурой связующей массы; 7 – кимберлит III этапа; 8 – кимберлитовая брекчия IV этапа; 9 – жильные кимберлиты IV этапа; 10 – крупные ксенолиты осадочных пород; 11 – контакты разных генераций кимберлитовых пород; 12 – вмещающие карбонатные породы; 13 – разрывные нарушения.

рациями пород в обычном смысле нет, поскольку вместо плоскости здесь наблюдается мощная (до нескольких десятков метров) зона постепенного перехода. Подробное описание такой диатремы приведено в коллективной работе Г.В. Зольникова и др. [43]. Вмещающие диатрему породы представлены карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями ордовика и нижнего силура. Кимберлиты и карбонатная рама перекрыты угленосной толщей среднего карбона – перми.

По результатам бурения отчетливо выявляются морфологические элементы диатремы: воронкообразное расширение до глубины 300 м, центральная столбообразная и периферийные части, различающиеся по характеру пород (рис. 8). Среди слагающих трубку пород выделяются кимберлитовые брекчии I и II разновидностей и гибридные кимберлитовые породы. Периферийные части трубки сложены брекчияй I разновидности, центральная столбообразная часть – брекчияй II разновидности. В воронкообразном расширении жерла отмечается частая перемежаемость кимберлитовой брекчии II разновидности, гибридных (мелкопорфировых и афировых) кимберлитовых пород и блоков осадочных карбонатных пород. На глубине 150 м от дневной поверхности гибридные породы слагают жилообразные тела мощностью до 1 м. В восточной части воронкообразного расширения эти тела падают на запад под углом 20° , в западной части – на юго-восток под углом $20-25^{\circ}$. В центральной части расширения такие породы наблюдаются в виде разных по размерам изометричных и вытянутых форм, неясно выраженных субвертикальных струй внутри кимберлитовых брекчий. Аналогичные разновидности кимберлитовых пород встречаются также вблизи "плавучих рифов" осадочных пород.

Детальное изучение разрезов по керну скважин и горным выработкам показало, что переходы между кимберлитовыми брекчиями I и II разновидностей представлены зоной смешения материала, достигающей нескольких десятков метров. В верхней части воронкообразного расширения встречаются изометричные и угловатые глыбы (до $1 \times 1,5$ м) кимберлитовой брекчии I разновидности среди брекчии II разновидности, что позволяет надежно определять их возрастные соотношения. По химическому составу кимберлитовые брекчии I и II разновидностей почти неразличимы, а наблюдаемые незначительные вариации содержаний отдельных компонентов могут быть обусловлены изменчивой примесью ксеногенного материала. Практическая идентичность состава этих пород и наличие округлых включений одной разновидности брекчий в другой наводят на мысль о возникновении этих пород в ходе быстро сменившихся вулканических процессов, когда не вполне застывшая кимберлитовая брекчия I разновидности была прорвана флюидами и расплавом, сформировавшими брекцию II разновидности.

Трециноватость ранних генераций пород в телах многофазного строения значительно усложнена в результате наложения на первичные трещины других систем трециноватости, связанных с напряжениями при внедрении последующих порций кимберлитовой магмы.

Участки диатрем, сложенные разными генерациями кимберлитовых

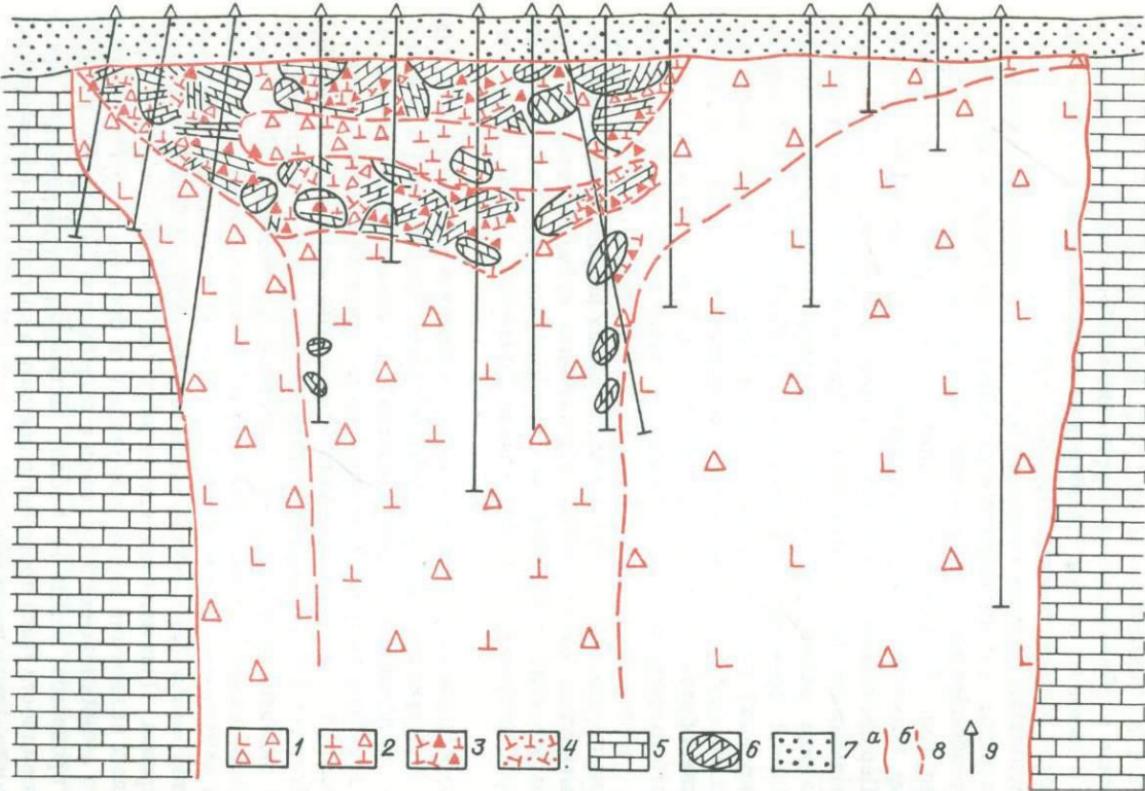


Рис. 8. Схематический разрез одной из кимберлитовых трубок Якутии [43].

Кимберлитовые брекчики: 1 – I разновидности, 2 – II разновидности, 3 – II разновидности с повышенным содержанием ксеногенного материала; 4 – мелкопорфировые до афиевых кимберлитовые породы; 5 – вмещающие трубку осадочные карбонатные породы; 6 – блоки перемятых вмещающих пород; 7 – перекрывающие трубку осадочные породы; 8 – контакты (а – резкий, б – постепенный); 9 – буровые скважины.

пород, как правило, существенно различаются по характеру и интенсивности магнитного поля; в некоторых случаях над такими участками в пределах одного и того же тела наблюдаются магнитные поля противоположных знаков. Разно направленная остаточная намагниченность последовательных генераций пород отдельно взятого тела указывает на значительные интервалы времени, разделявшие периоды их образования. Необходимо отметить, что магнитные поля над кимберлитовыми трубками являются позднейшими по времени возникновения среди эндогенных характеристик структуры диатрем. Дело в том, что магнитные свойства, связанные с первичными особенностями состава пород, наиболее контрастно проявляются при серпентинизации, в ходе которой кристаллизуется давящая масса магнетита.

По интенсивности создаваемого магнитного поля кимберлитовые тела разделяются на три группы: слабомагнитные – от нескольких десятков до 100–150 нТл; среднемагнитные – от первых сотен до 1000 нТл; сильномагнитные – выше 1000 нТл. Магнитное поле над кимберлитовыми телами в большинстве случаев зависит от магнитной восприимчивости этих пород, которая изменяется в диапазоне $n \cdot (10^{-4} \div 10^{-2})$ СИ. Как правило, наиболее высокая магнитная восприимчивость и аномалии наблюдаются у тел, сложенных массивными кимберлитами.

В связи с тем что кроме положительно намагниченных кимберлитов существуют и отрицательно намагниченные, интенсивность магнитных аномалий зависит не только от магнитной восприимчивости, но и от модуля и направления вектора остаточной намагниченности. Кимберлитовые породы разных тел имеют неодинаковую естественную остаточную намагниченность J_n . В зависимости от отношения J_n/J_i (где J_i – индуцированная намагниченность) кимберлиты разделяются на три группы: в первой группе пород $J_n/J_i < 1$; во второй $J_n/J_i = 1 \div 1,5$; в третьей $J_n/J_i > 1,5$. Над кимберлитовыми телами третьей группы могут наблюдаться отрицательные аномалии, когда вектор J_n направлен в верхнее полупространство, либо положительные, когда вектор J_n направлен в нижнее полупространство. Естественно, что положительные аномалии в этом случае обладают большей интенсивностью, чем следовало бы ожидать исходя из влияния только индуцированной намагниченности.

Наиболее обычны над кимберлитовыми телами магнитные поля положительного знака, но установлены также отрицательные аномалии; в отдельных случаях магнитные поля разных знаков наблюдались над отдельными участками одной диатремы. Различно намагниченные кимберлитовые породы даже в пределах одной трубы различаются по цвету, петрографическому составу, плотности, остаточной и индуцированной намагниченности. Правда, определенной закономерности в изменении этих свойств у "положительных" и "отрицательных" кимберлитов не установлено.

Петрографические различия противоположно намагниченных кимберлитовых пород, слагающих одно и то же тело, обусловлены характером и интенсивностью проявления вторичных процессов и особенностями первичного состава. Так, в положительно намагниченной брекчии трубы "Флажок" оливин нацело серпентинизирован, а связующая масса сложена

в основном - гидрослюдой с небольшой примесью хлорита и серпентина. "Отрицательный" кимберлит из этого же тела представляет собой породу, в которой кое-где сохранился оливин, а основная масса состоит из хлоритизированного флогопита и серпентина. В трубке "Двойная" положительные магнитные аномалии свойственны участкам, сложенным кимберлитами, основная масса которых состоит главным образом из флогопита, талька, рудных минералов, первовскита, сфена и лейкоксена, а суммарное содержание карбоната и серпентина не превышает 25 об. %. Отрицательно намагниченные участки сложены кимберлитовой брекчии, состоящей на 50 % из обломков кимберлита, аналогичного "положительному". Цемент представлен практически одним серпентином. Исключением является трубка "Поздняя", где различий в составе у противоположно намагниченных кимберлитовых брекций не установлено.

Внутреннее строение кимберлитовых даек в общем случае проявляется в более или менее четко выраженной зональности их поперечного сечения. Эта зональность обусловлена процессами закалки в зальбандах и первичными текстурами течения на удалении от контактов. Однако если приконтактовые зоны закалки в принципе есть у всех даек (хотя и не всегда отмечаются), то первичные текстуры течения достаточно четко выражены в породах только некоторых из них. Первичные текстуры течения наиболее типичны для внутритрубочных жил, отличающихся от вмещающих кимберлитовых пород отчетливой ориентировкой компонентов, зональностью, размером и содержанием главнейших минералов — оливина и флогопита. Указанные особенности таких даек связаны, вероятно, с образованием их из остаточных расплавов и с относительно медленной кристаллизацией вследствие внедрения в затвердевшие, но еще не остывшие кимберлитовые брекции.

Поскольку дайки почти всегда сложены массивными кимберлитами, постольку типичные структуры течения в них обусловлены наличием зон, обогащенных и обедненных порфировыми вкрапленниками разных или каких-либо определенных минеральных видов (оливина, рудных компонентов и т. п.). В тех случаях, когда в эндоконтактах даек присутствуют ксенолиты вмещающих пород, они ориентированы параллельно контактом (жила 73 в Далдынском поле).

Структурная приуроченность кимберлитовых силлов к ослабленным зонам на контактах разнородных толщ свидетельствует о несомненном сходстве механизма их формирования с внедрением пластовых интрузий другого состава, например долеритовых. О последовательном, а иногда, по-видимому, и неоднократном внедрении кимберлитовых расплавов вдоль плоскостей контакта пород, существенно различающихся по механическим свойствам, говорят также и результаты изучения внутреннего строения интрузий. Нередко кимберлитовые силлы обладают отчетливой горизонтальной полосчатостью, обусловленной чередованием разноокрашенных слоев, различающихся по составу и (или)* размерам порфировых вкрапленников, по количественному соотношению их с основной массой породы и т. п. Мощность отдельных слойков достигает нескольких сантиметров. Наиболее обычной является перемежаемость прослоев, обогащен-

ных оливином (или псевдоморфозами по нему) и обладающих повышенным содержанием рудных минералов. Нередки прослои и линзы связующей массы, практически лишенной порфировых вкрапленников или содержащей заметное количество апатита (силл "Бенфонтейн").

Силл "Весселтон-флорс" по особенностям слагающих его кимберлитовых пород распадается на две части — верхнюю и нижнюю, граница между которыми не вполне отчетлива. Кимберлит в верхней части силла сравнительно свежий (много реликтового оливина) и прочный, практически лишенный ксенолитов. В средней части разреза интрузии появляются мелкие угловатые ксенолиты подстилающих сланцев. Порода, слагающая нижнюю половину силла, сильно изменена и обогащена флогопитом, угловатые обломки сланцев особенно часты у подошвы интрузии. Вполне вероятно, что наблюдаемое строение силла обусловлено последовательным внедрением двух порций кимберлитовой магмы, несколько различавшихся по составу [Hawthorne J.B., 1968 г.].

Экзогенные структуры

Экзогенные структуры диатрем проявляются в слоистом строении их верхних горизонтов, а также в "диапиризме" и зональности — следствиях корообразовательных процессов и гипергенной карбонатизации. При этом развитие кор выветривания и гипергенной карбонатизации, естественно, не зависит от степени предшествовавшей этим процессам денудации, между тем как слоистое строение верхних горизонтов может наблюдаться (сохраняться) лишь у мало эродированных диатрем.

Различают два основных типа слоистого строения апикальных частей кимберлитовых диатрем. К слоистой структуре первого типа следует отнести тонкое переслаивание взаимно перемешанного осадочного и синхронно с осадконакоплением извергавшегося вулканогенного (кимберлитового) материала в грибообразных расширениях трубок поля Бакванса (см. рис. 2). Такая структура, являясь первичной по сути и времени возникновения, не может быть строго отнесена к категории энд- или экзогенных и должна рассматриваться как промежуточная по своему происхождению. Слоистые структуры второго типа связаны с обломочными образованиями, заполняющими жерла кимберлитовых диатрем до глубины первых сотен метров. Так, кратер крупнейшей в мире кимберлитовой трубки "Мвади" (Танзания) до глубины 366 м заполнен терригенными отложениями, представляющими собой озерные осадки мелового или палеогенового возраста. Крупнообломочный материал скапливался преимущественно у стенок кратера, служивших берегами озера, а в средней части бассейна отлагались тонкозернистые осадки (рис. 9).

Кратеры большинства кимберлитовых трубок в Бушменленде заполнены нормальными осадочными и брекчевыми образованиями. В жерлах, выполненных глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами, наблюдается четкая слоистость, свидетельствующая об отложении их в водной среде. Однако спокойное залегание пластов осадочных пород

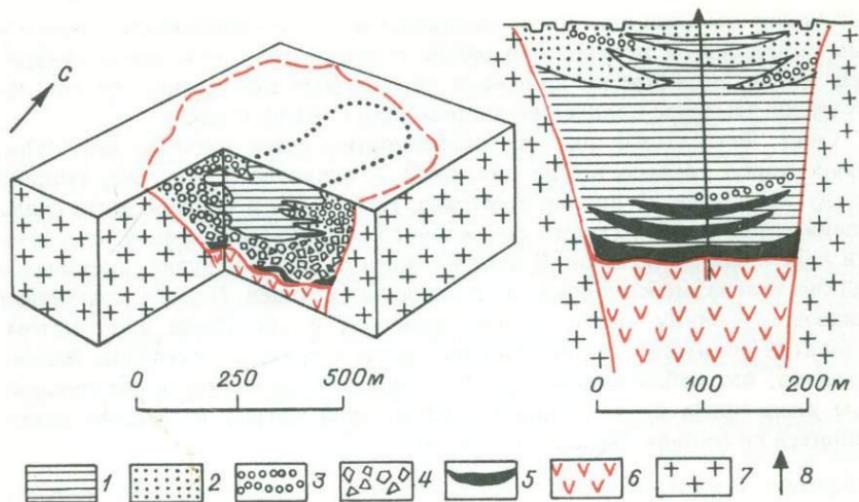


Рис. 9. Блок-диаграмма трубки "Мвадуи" и геологический разрез трубки "Копиескарал", иллюстрирующие морфологию кратеров, состав и условия залегания вмещающих и заполняющих диатремы пород [40, 92].

1 – глинистые сланцы и аргиллиты; 2 – пески; 3 – галечные отложения; 4 – кимберлит-гранитная осадочная брекчия; 5 – кимберлитовые "туфы"; 6 – кимберлитовая порода в коренном залегании; 7 – гнейсы и граниты; 8 – буровая скважина.

часто бывает нарушено крупными блоками вмещающих пород, упавшими в кратер. В пределах кратера иногда располагается вулканический некк, целиком сложенный угловатыми глыбами гнейсов до нескольких метров в поперечнике, выброшенных при повторных извержениях [92].

К числу экзогенных структур, возникающих в диатремах по мере развития процессов выветривания и гипергенной карбонатизации кимберлитов, относятся известные с конца прошлого века зоны распространения "желтой земли", "синей земли" и "калькрета". Под названием "желтая земля" объединялись глинообразные конечные продукты выветривания кимберлитов, окрашенные гидроокислами железа в различные оттенки желтого и бурого цвета. "Синей землей" назывались продукты промежуточных стадий выветривания кимберлитов; не затронутые экзогенными процессами кимберлитовые породы обозначались термином "хардебанк". Под "калькретом" понимаются образования, возникшие в ходе гипергенной карбонатизации продуктов выветривания кимберлитов.

Работами Э.А. Шамшиной [78], которые базировались на обширном комплексе лабораторных исследований, ранние представления были значительно дополнены и углублены. Установлено, что возраставший вверх по разрезу вынос магния и другие закономерные изменения химического состава кимберлитовых пород в процессе гипергенеза сопровождались

стадийными преобразованиями минеральных парагенезисов, обусловливавшая формирование сложной по строению коры выветривания. Полный разрез коры выветривания включает четыре главнейшие зоны: дезинтеграции, выщелачивания, гидролиза и конечного гидролиза. На кимберлитовых телах Якутской провинции, как и других провинций мира, преобладают коры выветривания неполного профиля вследствие уничтожения не только верхних, но нередко и средних частей процессами денудации.

Нижняя зона коры выветривания — зона дезинтеграции — развита на всех без исключения кимберлитовых телах. Она представлена трещиноватыми первичными породами, в которые по трещинам проникают инфильтрационные выделения серпентинов, карбонатов, реже кремнезема и монтмориллонитов. В остальном минеральный и химический состав пород в этой зоне не отличаются от свойственного неизмененным кимберлитовым породам. Мощность зоны дезинтеграции достигает первых десятков метров.

В располагающейся выше по разрезу и тоже наблюдаемой в корах всех кимберлитовых тел зоне выщелачивания проявляются процессы выноса магния из серпентиновых минералов, что приводит к образованию продуктов перехода серпентина в сапонит. Для этой зоны характерны новообразования типа талько- и гидрослюдоподобных минералов, а также смешанослойного минерала типа гидрослюда — сапонит, возникающие в результате преобразования серпентина. Флогопит практически не претерпевает каких-либо изменений. В зоне выщелачивания из породы выносится почти половина магния, ее плотность уменьшается от 2,5—2,7 до 1,9—2,0 г/см³. Мощность этой зоны может достигать 10 и даже 15 м. В верхней части часто наблюдается горизонт гипергенной карбонатизации, мощность которого обычно не превышает 2—3 м.

В зоне гидролиза в связи с продолжающимся выносом магния триоктаэдрические разновидности монтмориллонитов сменяются диоктаэдрическими. В случаях, когда условий для выноса кремнезема нет, этот процесс сопровождается формированием горизонта гипергенного окремнения, а из новообразованных минералов преобладают нонtronит и бейделлит. В зоне гидролиза происходит интенсивная хлоритизация флогопита, а в присутствии иона кальция — образование по флогопиту вермикулита или смешанослойного минерала типа вермикулит-флогопит. Хлоритизация флогопита сопровождается возникновением минерала типа хлорит-флогопит.

В обстановке, обеспечивающей подвижность кремнезема и его частичный вынос, за счет монтмориллонитовых минералов формируются минералы группы каолинит—галлуазит. При этом часть содержащегося в монтмориллоните железа окисляется и осаждается в виде гидроокислов. В целом для зоны гидролиза характерен чрезвычайно большой вынос химических компонентов исходной породы — до 70—80 % ее первоначальной массы. Мощность этой зоны не превышает 10 м, а на кимберлитовых телах большинства районов Якутии и других провинций она представлена только реликтами или полностью уничтожена процессами денудации.

Зона конечного гидролиза в Якутии нигде не сохранилась в полном

объеме. Ее типичные парагенезисы представлены различными окислами и гидроокислами железа, наряду с которыми, но в подчиненном количестве присутствуют гидроокислы алюминия. Мощность этой зоны на кимберлитовых телах Якутии не превышает первых метров.

Интенсивный вынос вещества при корообразовании сопровождается значительным сокращением объема конечного продукта – остаточной коры – по сравнению с исходной породой. Процессам выветривания подвергаются, естественно, не только кимберлиты, но и вмещающие породы. Относительно большее или меньшее сокращение объема конечных продуктов в ходе корообразования на кимберлитах и вмещающих породах зависит от различий в их составе и от региональной (в том числе климатической) специфики режима экзогенных процессов. В кимберлитовых полях Африки формирование кор выветривания привело к возникновению над многими диатремами отрицательных форм рельефа. На Сибирской платформе депрессии над кимберлитовыми телами весьма редки, а в ряде случаев наблюдаются даже явления "диапиризма" кимберлитов в перекрывающие более молодые породы.

Можно различать две стадии "диапиризма" – раннюю и зрелую. Внешне "диапиризм" ранней стадии проявляется в возвышении средней части кимберлитовой трубки над уровнем вмещающих карбонатных пород при соответствующих ("облекающих") пликативных дислокациях перекрывающих более молодых терригенных пород и тряппов (рис. 10). Инstrumentально установленные превышения кимберлитов над вмещающими породами достигают 12 м. Углы наклона поверхности выступающих частей кимберлитовых тел изменяются от 5 до 25°. Слоны и вершины кимберлитовых возвышенностей сложены сильно рассланцеванной обожренной глинистой массой.

В глинистой массе наряду с ксенолитами плотных известняков наблюдаются обломки зерен пикроильменига, пиропа, развалцованные чешуйки хлоритизированного флогопита. Пиропы, как правило, лишены келифитовых каём. Взаимное расположение дополняющих друг друга по форме обломков пород и минералов в "желтой земле" позволяет трассировать направления, по которым они были "растасчены". Эти направления совпадают с хорошо выраженной сланцеватостью, которая в свою очередь строго следует положению контакта между поверхностью кимберлитовых и перекрывающих пород. Интенсивность рассланцевания кимберлитов постепенно затухает с глубиной и в 5–7 м от контакта полностью исчезает.

Зрелой стадии "диапиризма" кимберлитов достигает при протыкании перекрывающих трубки молодых образований. Примером может служить трубка "Москвичка", кимберлитовые породы которой пронзили верхнепалеозойскую толщу и интрурировавший ее долеритовый силл, образовав на уровне современной дневной поверхности концентрическую (в плане) структуру с почти круговыми зонами вулканогенных и осадочных пород между кимберлитовым ядром и окружающими долеритами (рис. 11).

Между долеритами и проткнутыми породами наблюдаются зоны дробления и смятия. Первая из них сложена обломками пермских аргиллитов,

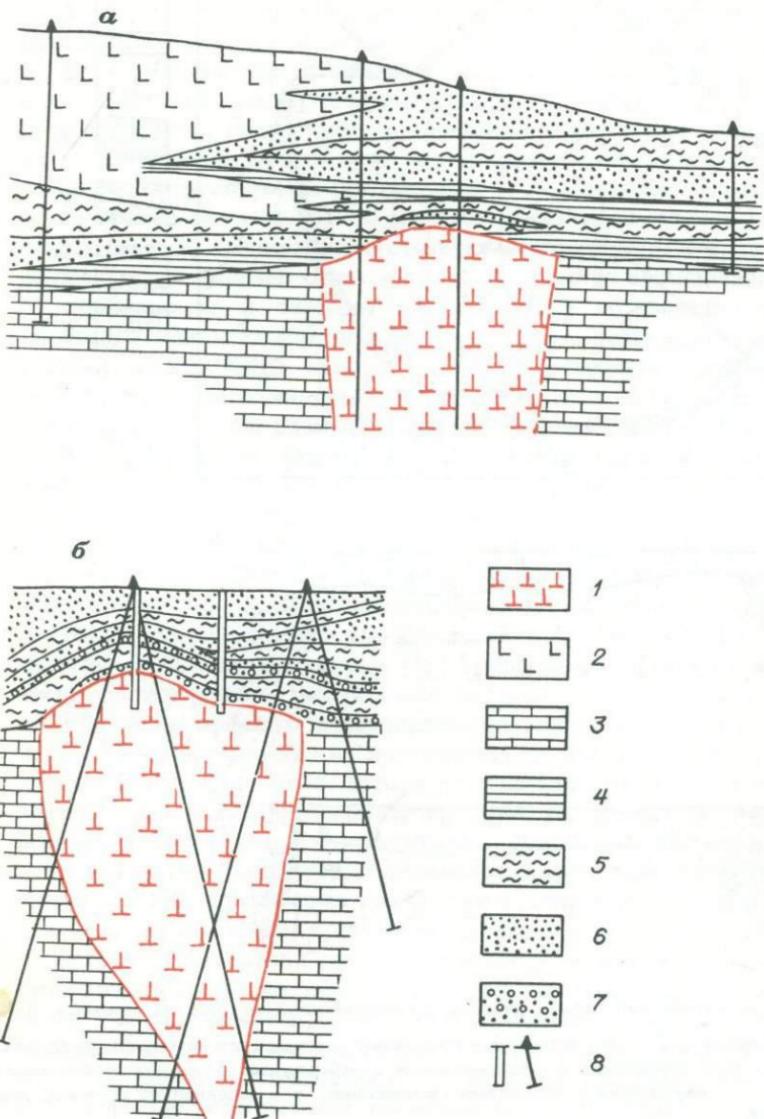


Рис. 10. Схематический разрез кимберлитовых трубок "Восток" (а) и "Имени XXIII съезда КПСС" (б) [76].

1 – кимберлиты; 2 – долериты; 3 – карбонатные породы; 4 – сланцы; 5 – алевролиты; 6 – песчаники; 7 – конгломераты; 8 – шурфы и буровые скважины.

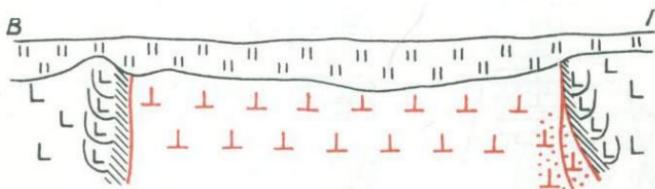
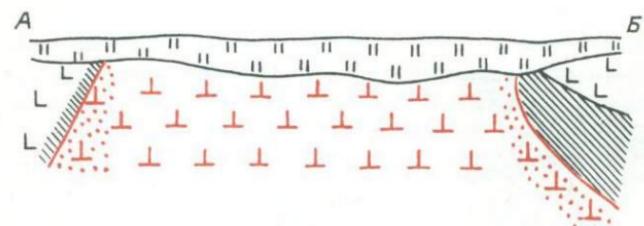
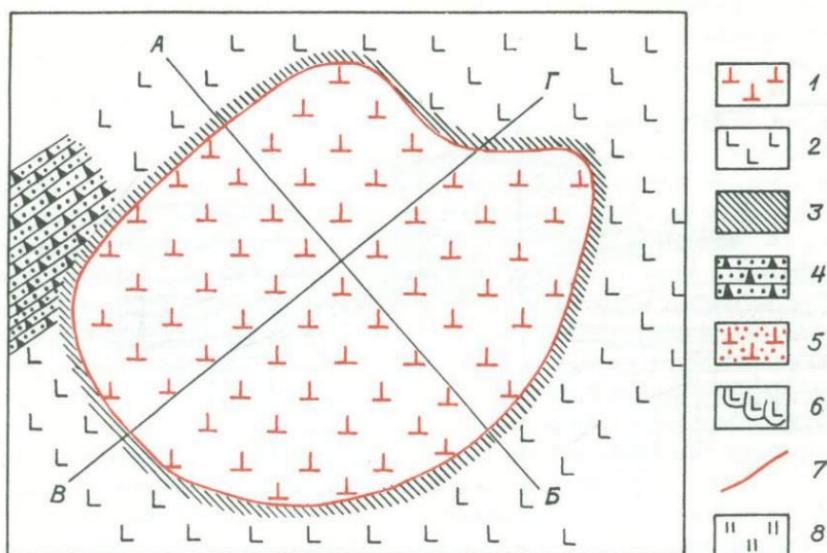


Рис. 11. Схематический план и разрезы кимберлитовой трубы "Москвичка" [78].
 1 – кимберлиты; 2 – долериты; 3 – глинистые сланцы, аргиллиты; 4 – туфопесчаники;
 5 – зоны дробления и рассланцевания кимберлитов; 6 – зоны дробления долеритов;
 7 – нарушения с зеркалами скольжения; 8 – элювиально-делювиальные отложения.

сланцев и туфопесчаников, а вторая – задранными пластами этих пород, имеющими крутое до вертикального падение. Кимберлиты в пограничной полосе шириной 0,5–2,0 м раздроблены и ожелезнены. Зона контактового дробления в долеритах также достигает мощности 2 м. На участках

менее крутого контакта зон дробления во вмещающих породах не отмечается, здесь верхнепалеозойские отложения залегают непосредственно на рассланцованных кимберлитовых породах, сланцеватость которых параллельна плоскости контакта.

Все исследователи, касавшиеся вопроса о "внедрении" кимберлитов в перекрывающие их более молодые породы, единодушны в том, что формирование описанных структур происходило после накопления вышележащих отложений. Иногда даже подчеркивается, что мощность осадочных пластов над трубками не уменьшается [76]. При внимательном рассмотрении приведенных на рис. 10 разрезов наиболее изученных в этом отношении диатрем с таким категорическим утверждением вряд ли можно согласиться, поскольку отдельные пласти осадков выклиниваются по мере приближения к вершине кимберлитовой возвышенности (трубка "Восток") или к ее вертикальной проекции в перекрывающих породах (трубка "Имени ХХIII съезда КПСС"). Не располагая первичными геологическими материалами, трудно решить, являются ли указанные особенности разрезов итогом размытия (сланцы у трубы "Восток") и специфики режима накопления (второй горизонт алевролитов у трубы "Имени ХХIII съезда КПСС") или же это последствия синхронного с накоплением осадков "роста" кимберлитовых диатрем.

В качестве вероятных причин диапиризма кимберлитов большинство исследователей называют увеличение объема этих пород при серпентинизации или тектоническое выдавливание их [76]. Серпентинизация, являясь типичным постмагматическим [Милашев В.А., 1962, 1963 г.] или даже частично позднемагматическим [53] процессом, в общем случае заканчивается до захоронения диатрем под молодыми осадками. Но в таком случае объемные эффекты превращения оливина и вулканического стекла кимберлитов в серпентин не могли иметь ни малейшего отношения к явлениям диапиризма. Более того, в ходе детального изучения режима серпентинизации кимберлитов было доказано, что данный процесс не сопровождается сколько-нибудь ощутимым изменением объема пород [22], и, следовательно, привлечение объемного эффекта серпентинизации в качестве причины диапиризма кимберлитов лишено каких-либо оснований даже вне зависимости от времени ее проявления.

Весьма уязвимы для критики, противоречивы в геологическом отношении и неплодотворны по существу представления о диапиризме кимберлитов под влиянием тектонических усилий. Перечислим лишь главнейшие возражения против этой концепции. Авторы ее не конкретизируют характер и масштабы тектонических сил. Если предположить, что имеются в виду какие-то региональные тектонические напряжения, то остаются необъяснимыми достаточная редкость диапиризма кимберлитов и наличие большого числа погребенных диатрем с субгоризонтальными верхними поверхностями. Не исправляет положения и допущение о диапиризме кимберлитов под влиянием локальных тектонических напряжений: даже исключив из обсуждения вероятный источник таких напряжений, невозможно аргументировать наблюдаемую рассланцованнысть кимберлитов только на контактах самой верхней части диатрем при отсутствии каких-

либо деформаций и нарушений текстуры пород глубже первых десятков метров.

Все изложенное приводит к мысли, что источник напряжений, обуславливающих диапиризм кимберлитов, располагается в верхних горизонтах диатрем. Если обратить внимание на то, что главное отличие приповерхностных частей кимберлитовых тел (при любой глубине денудационного среза) от более глубоких их горизонтов заключается в обязательной, хотя и разной по своей степени, выветрелости пород, напрашивается вывод о том, что диапиризм является прямым результатом экзогенных процессов. К аналогичному выводу, но с минералогических позиций приходит Э.А. Шамшина [78], обнаружившая в корах выветривания большинства диатрем присутствие нескольких разновидностей монтмориллонита. Монтмориллонит, как известно, обладает способностью поглощать и включать в свою структуру значительное количество воды, увеличивая при этом в несколько раз свой объем.

В процессе поглощения воды и увеличения объема монтмориллонит способен преодолевать значительное внешнее давление. Если же окружающее давление выше, чем развиваемое монтмориллонитом, то и при самой высокой обводненности расширения этого минерала не происходит. В таких условиях монтмориллонит напоминает сжатую до предела пружину: как только внешнее давление опускается ниже критического, минерал начинает поглощать воду, увеличивая свой объем, и, следовательно, растет также объем породы, в состав которой он входит.

С позиций изложенной концепции можно перечислить важнейшие геологические следствия, которые применительно к проблеме диапиризма кимберлитов предлагается сформулировать следующим образом: 1) способность выветрелых разновидностей кимберлитовых пород к увеличению объема находится в прямой пропорциональной зависимости от содержания в них монтмориллонитовых минералов; 2) потенциальная способность содержащих монтмориллонит выветрелых разновидностей кимберлитов к увеличению объема реализуется только в тех случаях, когда сила разбухания минерала может преодолеть сопротивление (давление и механическую прочность) вышележащих толщ; 3) условия для образования монтмориллонита в кимберлитах и связанного с этим минералом увеличения объема пород (часто не синхронного с процессами выветривания) в истории геологического развития Сибирской, Африканской и других платформ возникали неоднократно, хотя, вероятно, далеко не повсеместно. Соответствие перечисленных следствий результатам геологических наблюдений позволяет оценить применимость предложенной гипотезы для объяснения причин и механизма проявления диапиризма кимберлитов.

Нахождение монтмориллонита только в измененных экзогенными процессами разновидностях кимберлитов и нарастание количества этого минерала вверх по разрезу кор выветривания с максимальной его концентрацией в зоне гидролиза хорошо согласуются с наблюдениями, согласно которым источник напряжения, вызывающего диапиризм кимберлитов, располагается в верхних горизонтах самих диатрем. Во всех погре-

бенных кимберлитовых телах верхние горизонты сложены в той или иной степени измененными породами, относящимися к различным, преимущественно средним зонам остаточных кор выветривания. И хотя монтмориллонит в заметном количестве встречен в составе кор выветривания на семи таких детально изученных телах, диапиризм наблюдается лишь у пяти из них (трубки "Восток", "Москвичка", "Победа", "Интернациональная", "Имени XXIII съезда КПСС").

Мощность перекрывающих образований на четырех из пяти перечисленных диатрем составляет менее 30 м при амплитуде диапиров (не считая вскрытую современной эрозией трубку "Москвичка") до 12 м. Пятая трубка — "Победа" — погребена под 60-метровой толщей терригенных отложений и траппов, и, по-видимому, не случайно, что ее кимберлиты возвышаются над вмещающими нижнепалеозойскими карбонатными породами всего на 5 м. В полном соответствии с намечающейся тенденцией у трубок "Сытыканская" и "Подтраповая", перекрытых мощной (свыше 100 м) броней траппов, верхняя поверхность выветрелых кимберлитов практически горизонтальна.

Восьмая из детально изученных погребенных диатрем — трубка "Лира" — перекрыта терригенными отложениями верхнего палеозоя и траппами с суммарной мощностью около 20 м. Среди индивидуальных отличий геологического строения и состава пород этой диатремы необходимо подчеркнуть две важные в интересующем нас аспекте особенности: 1) несмотря на небольшую мощность перекрывающих кимберлиты образований, явлений диапиризма на трубке не наблюдается; 2) кора выветривания здесь сложена интенсивно выщелоченным и сильно (на 45–70 %) карбонатизированным кимберлитом, в составе которого монтмориллонит не отмечается [78]. Эти факты могут быть привлечены для доказательства способом от противного справедливости гипотезы о связи диапиризма кимберлитов с разбуханием монтмориллонита.

Результаты детального изучения погребенных диатрем на Сибирской платформе, проведенного геологами ПГО "Якутскгеология", свидетельствуют не только о проявлении нескольких эпох корообразования, но и о значительно более молодом возрасте связанного с ними диапиризма кимберлитов. Так, в пределах Мархино-Алакитского поля время формирования погребенных кор выветривания на кимберлитовых диатремах датируется средним палеозоем (конец раннего — начало среднего карбона), а диапиризм осуществился не раньше позднего триаса. В Малоботубинском поле развитые на погребенных кимберлитовых телах коры выветривания являются раннемезозойскими (предраннеюрскими), а диапиризм относится, вероятно, к постраннеюрскому времени.

3

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КСЕНОЛИТОВ И МИНЕРАЛОВ В КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБКАХ

Распределение ксенолитов

Среди кимберлитовых пород большинства районов преобладают кимберлитовые брекчи с магматическим (эруптивные брекчи) и пироклассическим (туфобрекчи) цементом. На их долю приходится 80 % пород, выполняющих трубы и дайки Центральносибирской кимберлитовой провинции. Существенной составной частью кимберлитовых брекчий (до 80 об. %, в среднем 20 об. %) являются ксенолиты вмещающих и прорваных на глубине горных пород, которые несут очень важную информацию о механизме формирования диатрем.

Выяснение распределения ксенолитов в кимберлитовых брекчиях в определенной степени затрудняется тем, что все наиболее изученные диатремы относятся к категории тел сложного строения, состоящих из нескольких генераций пород, которые различаются по целому ряду признаков, и в том числе по содержанию ксеногенного материала. Границы участков, сложенных разными генерациями кимберлитовых брекчий, даже на дневной поверхности проводятся по-разному. Еще больше дискуссий вызывает установление границ между последовательными генерациями пород на более глубоких горизонтах диатрем, единственным источником информации по которым в большинстве случаев служит лишь керн буровых скважин.

В отдельно взятых генерациях кимберлитовых брекчий ксенолиты располагаются сравнительно равномерно, хотя нередки их локальные сгущения во внутренних частях диатрем и постоянны повышенные концентрации в эндоконтактовых зонах. Некоторые (иногда сравнительно большие) количества ксенолитов наблюдаются в узких приконтактовых зонах диатрем, сложенных даже массивными разновидностями кимберлитов. Разные генерации кимберлитовых пород в любой диатреме, как правило, существенно различаются по содержанию ксеногенного материала, причем максимальные его концентрации типичны для участков диатрем с наименее крутыми стенками (рис. 12). Отмеченные тенденции распределения ксенолитов, проявляющиеся главным образом в тяготении их к относительно выпложенным участкам растрюбов и к узким эндоконтактовым зонам в целом, выдерживаются и в тех достаточно редких случаях, когда поздние генерации кимберлитовых брекчий оказываются как бы вложенными в продукты ранних более мощных извержений (см. рис. 7).

Относительно распределения ксеногенного материала в кимберлитовых брекчиях по вертикали господствует точка зрения о неуклонно убывающем содержании ксенолитов с глубиной, что вполне согласуется с представлениями о "промывающем" действии кимберлитовых распласт

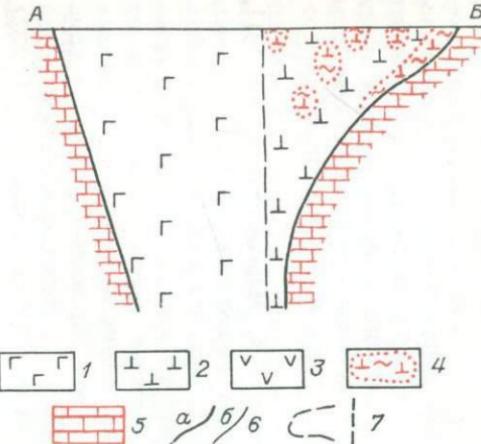
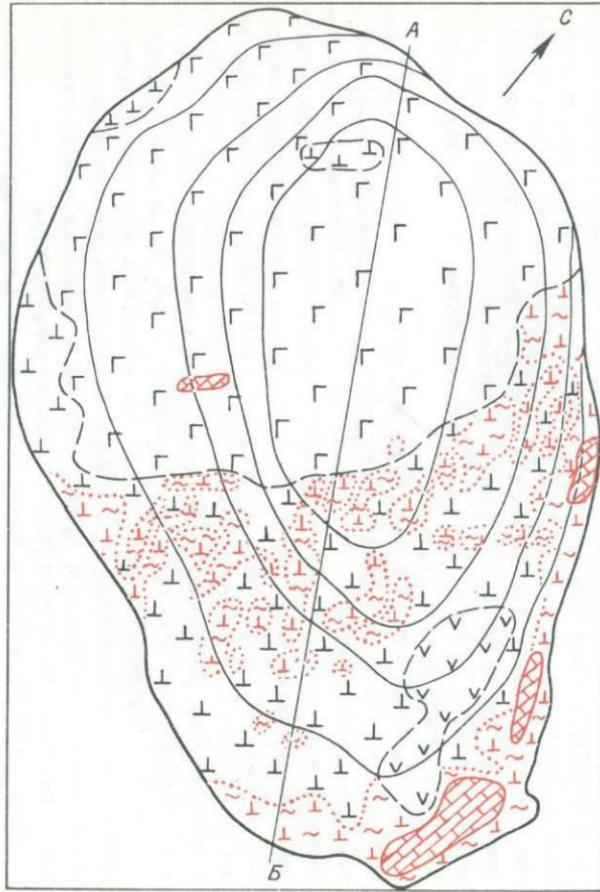


Рис. 12. План и разрез трубы "Мир" [31]
 1–3 – I–III разновидности кимберлитовой брекчии; 4 – участки, обогащенные ксеногенным материалом; 5 – крупные ксенолиты вмещающих пород; 6 – контуры трубы на земной поверхности (а) и на различных глубинах (б); 7 – границы между разновидностями кимберлитовой брекчии.

вов в прикорневых частях диатрем и выносе ксенолитов на более высокие горизонты. Однако если даже тезис о закономерном снижении количества ксенолитов в диатренах с глубиной в принципе и справедлив, то строгие доказательства его отсутствуют. Более того, известны факты, по-видимому не вполне согласующиеся с единой, общей для всех диатрена закономерностью вертикального распределения ксенолитов. При этом следует подчеркнуть, что часть данных, на первый взгляд противоречащих тезису об убывании содержания ксенолитов с глубиной, при более внимательном рассмотрении находит более логичное объяснение с иных геолого-петрографических позиций.

Например, детальные исследования В.К. Маршинцева и др. [31], сопровождавшиеся инструментальными подсчетами количества ксенолитов в кернах буровых скважин, показали, что в трубке "Удачная-Восточная" глубже 500–510 м от современной земной поверхности содержание ксенолитов в кимберлитовой брекчии скачкообразно возрастает с 10 до 30 %. Столь резкое увеличение количества ксенолитов на нижних горизонтах эти исследователи объясняют "близостью контакта трубы с вмещающими породами" (с. 138). Однако с таким объяснением трудно согласиться, поскольку одна из двух изученных скважин (скв. 222) прошла в зоне, почти равноудаленной от контакта (на глубине 0–500 и 500–700 м среднее удаление соответственно 110 и 80 м при минимуме 60 м), где скачкообразное изменение содержания ксенолитов в единой генерации кимберлитовой брекчии невероятно. Кстати сказать, многофазность трубы "Удачная-Восточная" и тот факт, что слагающая ее верхнюю часть кимберлитовая брекчия на глубине нескольких сотен метров сменяется кимберлитовыми породами других разновидностей (других генераций), общеизвестны. При этом одна из залегающих на глубине разновидностей (иногда называемая "второй") превосходит первую по содержанию ксенолитов почти в 3 раза [31], что полностью соответствует картине, наблюдаемой по скв. 222.

Среди многих аспектов изучения ксенолитов из кимберлитовых брекчий для нас особый интерес представляют исследования существенно перемещенных по вертикали ксенолитов, представленных как вынесеными из недр планеты, так и "провалившимися" обломками пород, которые обнаруживаются в диатренах ниже уровня их первоначального залегания. Ксенолиты, захваченные кимберлитовой магмой из верхней мантии и с различных горизонтов земной коры, резко уступают в количественном отношении обломкам вмещающих диатрены пород. Содержание их в кимберлитовых брекчиях не превышает 1 об. %, в среднем около 0,5 об. %. Принципиальное отличие распределения ксенолитов данной группы от распределения ксенолитов вмещающих кимберлиты пород заключается в постоянном присутствии их не только в кимберлитовых брекчиях, но и в массивных разновидностях кимберлитов.

Результаты изучения ксенолитов мантийных и коровых пород позволяют судить о глубине зарождения кимберлитовых расплавов, химическом составе глубинных оболочек планеты, господствующих там термодинамических условиях, оказывают существенную помощь в интерпрета-

ции геофизических полей и т.п. Среди ксенолитов этих групп иногда выделяют "глубинные" и "метаморфические" породы [31 и др.], что не вполне правильно как терминологически, так и по существу, поскольку к "глубинным" относятся и метаморфогенные алмазоносные эклогиты, а к "метаморфическим" — граниты и некоторые другие изверженные породы, залегающие в земной коре. Логичнее различать ксенолиты мантийных и коровых пород, выделяя среди них подгруппы по петрографическим признакам.

Более существенно расходятся мнения исследователей о генетической природе несомненно глубинных включений, являющихся по минералогическому составу непрерывной серией разновидностей полнокристаллических ультраосновных пород — гранатовых оливинитов, дунитов, перidotитов и пироксенитов. Эти включения и отдельные минеральные компоненты их (пироп, шпинелиды, хромдиопсид, алмаз и др.) постоянно присутствуют в кимберлитах, в связи с чем за ними еще с конца прошлого века закрепился термин "родственные включения". Одни исследователи, признавая тот факт, что кристаллизация родственных включений происходила в подкоровых глубинах, считают их обломками пород верхней мантии [66 и др.], а другие, допуская обломочное происхождение некоторой части таких включений, относят их к сегрегационным обособлениям интрапеллурических вкрашенников, выделявшихся из кимберлитовой магмы на подкоровом этапе ее эволюции [39 и др.].

Решающих доказательств в пользу как первой, так и второй точки зрения пока не найдено, и поэтому обе они имеют права гражданства. Отметим лишь, что для объяснения наблюдаемых различий химического состава и алмазоносности кимберлитов из разных диатрем, неразрывно связанных с термодинамическим режимом формирования, дифференциации и других преобразований кимберлитовых расплавов, более плодотворной представляется "сегрегационная" гипотеза, поскольку она позволяет привлекать родственные включения в качестве продуктов ранней кристаллизации для теоретического анализа различных аспектов эволюции кимберлитовых магм и для построения моделей верхней мантии платформенных областей [39].

Мантийные и коровые ксенолиты, а также родственные включения распределены в кимберлитовых брекчиях не равномерно. Отдельные генерации кимберлитовых пород даже в пределах одной трубки, как правило, заметно различаются по количественному соотношению ксенолитов и включений. Следует отметить, что в диатремах простого строения глубинные ксенолиты и включения концентрируются преимущественно в центральных (осевых) частях, в то время как ксенолиты вмещающих пород тяготеют в основном к периферийным зонам.

Среди ксенолитов, находящихся в кимберлитовой брекчии той или иной диатремы существенно ниже уровня своего первоначального залегания, целесообразно выделять обломки пород, присутствующих и отсутствующих в современном геологическом разрезе соответствующего участка территории. Ксенолиты пород, наблюдаемых в коренном залегании среди вмещающих изучаемую диатрему толщ, позволяют определять

глубину провала обломочного материала, а следовательно, и минимальную глубину активной полости трубы до заполнения ее кимберлитовым расплавом. Из числа надежно привязанных к разрезу ксенолитов наибольшая глубина провала зафиксирована у обломков черных сланцев Двайка. Эти породы прорваны трубкой "Кимберли" на горизонте 15,5 м, а в составе кимберлитовой брекции они прослежены до глубины 769 м от современной поверхности. Напомним, что переход трубы "Кимберли" в подводящую дайку установлен на глубине 1073 м.

Встречаемые в составе кимберлитовых брекций обломки пород, отсутствующих в современном геологическом разрезе, также содержат весьма важную информацию, существенно дополняющую сведения не только о кимберлитовом вулканизме, но и о геологическом развитии региона в целом. Такие ксенолиты позволяют с высокой степенью надежности определять состав и возраст толщ, развитых в период формирования диатрем, но уничтоженных к настоящему времени. Наряду с этим изучение ксенолитов данной группы дает возможность по принципу обратной связи существенно уточнить нижнюю возрастную границу кимберлитового вулканизма и оценить глубину денудационного среза трубок и даек.

Из числа наиболее известных ксенолитов рассматриваемой группы можно назвать найденный в кимберлитовой брекции трубы "Обнаженная" ростр белемнита *Pachyteuthis* (*Acroteuthis*) sp. (?) cf. *Subrectangulata* Blüthg, который, по заключению В.Н. Сакса, характерен для верхневолжского-валанжинского ярусов [22]. На современном уровне эрозионного среза кимберлитовые породы этой трубы залегают среди доломитов туркутской свиты синия. Более молодые, чем раннекембрийские, отложения в районе не встречены, а ближайшие выходы пород позднеюрского и мелового возраста известны в 150 км севернее и в 160 км восточнее. По комплексу геологических данных глубина провала ростра вниз по полости трубы оценивается несколькими сотнями метров, что одновременно соответствует и минимальной глубине денудационного среза диатремы, поскольку ростр найден в ныне приповерхностном ее горизонте.

Одна из детально изученных трубок Якутии содержит широкий спектр ксенолитов с органическими остатками, позволяющими с достаточно высокой степенью надежности определить возраст заключавших их отложений. Среди ксенолитов обнаружены породы, как слагающие борта диатремы, так и сденудированные с примыкающей к трубке территории. Наиболее молодые из прорванных кимберлитами и сохранившихся до ныне отложений датируются ранним силуrom (средним лландовери), видимая мощность их составляет 60 м. Ниже залегают карбонатные толщи среднего ордовика. Перечень и гипсометрическое положение ксенолитов с органическими остатками из кимберлитовой брекции описываемой трубы приведены в табл. 3. Анализ этих материалов с привлечением данных о мощностях представленных ксенолитами отложений на соседних территориях позволил Ф.Ф. Брахфогелю и др. [43] заключить, что суммарный денудационный срез изученной трубы со времени ее образования составил не менее 200–300 м. При этом глубина провала ксенолитов, содержащих органические остатки позднего лландовери (обр. 66), среднего и

ТАБЛИЦА 3

Гипсометрическое положение ксенолитов с органическими остатками из кимберлитовой брекчи из трубок Якутии (по Ф.Ф. Брахфогелю и др. [43])

Образец	Органические остатки*	Возраст	Глубина нахождения, м
50	<i>Stenojonotriletes aff. formosus</i> Naum., <i>Leiotriletes microrugosus</i> (Jbr.) Naum.	D ₃ fr(?)	91
53	<i>Stenojonotriletes aff. definitus</i> Naum., <i>Calamospora microrugosa</i> (Jbr.) Naum., <i>Leiotriletes</i> sp.	D ₃ fr(?)	103
93/239	<i>Leiotriletes nigratus</i> Naum., <i>Trachytriletes</i> sp., <i>Retusotriletes</i> sp., <i>Spinosporites</i> sp., <i>Dictyosporites</i> sp., <i>Gransporites</i> sp., <i>Turrisporites</i> sp., <i>Cyclobaculisporites trichacanthus</i> (Lub.) Lub., <i>Archaeoperisaccus?</i> Naum.	D ₃ fr(?)	239
62	<i>Striatoprodus tungensis</i> Nal., <i>Productella</i> sp., <i>Gypidula</i> sp., <i>Devonogrypa aff. spinulosa</i> Navl., <i>Dechenella</i> sp.	D ₂ (gv?)	310
67	<i>Novakia</i> sp.	D ₁ z ₁ – D ₂ ef	67,5
75	<i>Paranovakia</i> sp., <i>Knoxiella</i> sp., <i>Baschkirina</i> sp.	D ₁ z ₁	155
69	<i>Leiociamus aff. circularis</i> Abush., <i>Hatangeus</i> sp., <i>Costaegeera</i> sp., <i>Nichamnella?</i> sp., <i>Cytherellina aff. oviformis</i> Abush., <i>Pseudorayella</i> sp.	S ₁ e ₃ – v	103
60	<i>Lenatoechia elegans</i> Nikif.	S ₁ l ₃	56,4
66	<i>Sibiritia eurina</i> Abush.	S ₁ l ₃	196
11	Брахиоподы	S ₁ l	64 – 78
20	Табуляты	S ₁ l	222
21	Брахиоподы	S ₁ l	234
63	Остракоды, мшанки	S ₁ l	68,5
68	Трилобиты	S ₁ l	93

*Приведены данные только по ксенолитам из уничтоженных денудацией и из наиболее молодых среди прорванных кимберлитами и сохранившихся доныне отложений.

позднего девона (обл. 62 и 93/239), должна быть оценена в 400–600 м.

Близкие глубины провала ксенолитов (около 550 м) получены и для трубок Куранахского кимберлитового поля, где в диатреме "Университетская", залегающей среди отложений среднего кембрия, обнаружены ксенолиты гумусового угля фюзинит-витринитового состава, туфопесчаника с остатками *Equisetites* sp. и спорово-пыльцевым комплексом, что позволяет отнести их к среднему карбону – раннему триасу [31].

Провалы обломков осадочных пород на глубину больше 1 км от уровня их первоначального залегания установлены в кимберлитовых трубках Американской провинции, где в расположенных среди пород кристаллического фундамента платформы диатрехах присутствуют ксенолиты из осадочных толщ различного возраста – от ордовикского до мелового и эоценового включительно [92].

Распределение алмазов

Концентрация алмазов даже в богатых коренных месторождениях достигает лишь нескольких стотысячных долей процента. Некоторые месторождения эксплуатируются при содержании алмазов $(2 \div 3) \cdot 10^{-6}$ % от массы породы. Всего в мире разрабатывается около 2,5 % общего числа кимберлитовых тел. Остальные трубки и дайки даже в полях развития кимберлитов алмазной субфации сложены средне- и низкоалмазоносными породами, содержание алмазов в которых в сотни, а иногда и в тысячи раз ниже, чем в эксплуатируемых месторождениях.

Значительно меньше изменяется содержание алмазов в пределах любой отдельно взятой диатремы, хотя и здесь могут встречаться участки, обогащенные и обедненные этим ценным минералом. Известно несколько геологических причин, обуславливающих колебания степени алмазоносности пород, выполняющих одно тело: 1) формирование обогащенных алмазами кор выветривания на кимберлитовых тела; 2) наличие двух и более генераций кимберлитовых пород в телах сложного строения, различающихся по первичному содержанию алмазов; 3) неравномерность распределения ксенолитов вмещающих и других чуждых кимберлитам пород.

В корах выветривания концентрация алмазов нередко значительно выше, чем в исходных породах. Так, в коре выветривания на трубке "Премьер" содержание алмазов было в несколько раз больше, чем в подстилающем кимберлите [100]. Зона экзогенного обогащения алмазами даже в условиях тропического климата обычно не превышает нескольких десятков метров, при этом нижняя граница зоны имеет, как правило, сложную конфигурацию и на разных участках одной диатремы глубина ее проникновения подвержена иногда значительным колебаниям.

Различные генерации кимберлитовых пород в телах сложного строения всегда различаются содержанием алмазов, но в одних случаях эти колебания не очень велики, а в других – весьма значительны. Наиболее обогащенная разновидность кимберлитовой брекции из трубки "Мир" в 2–2,5 раза превосходит по содержанию алмазов самую бедную разно-

видность породы в той же трубке [5]. Западная часть трубы "Кимберли" не эксплуатировалась, поскольку кимберлитовая брекчия здесь имеет весьма низкое содержание алмазов, не обеспечивающее рентабельную их добычу [100].

Разубоживающее влияние на алмазоносность кимберлитов обломков чуждых пород интуитивно очевидно и, кроме того, подкреплено результатами статистической обработки обширных цифровых материалов по трубкам "Мир", "Удачная-Западная" и "Удачная-Восточная" [10, 31]. Вместе с тем содержание обломков чуждых пород и минералов обычно не превышает 50 %, и поэтому примесь ксеногенного материала редко вызывает более чем двухкратное падение концентрации алмазов.

Выявленные при статистических исследованиях корреляционные связи алмазоносности с содержанием минералов тяжелой фракции в целом, а также с содержанием отдельных минералов [10] подтверждают известное положение об изменчивости концентрации алмазов и других минералов тяжелой фракции в различных генерациях кимберлитовых пород.

Перечисленные причины оказывают влияние на изменчивость содержания алмазов как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении диатрем. Несмотря на это некоторые исследователи пишут о закономерном убывании содержания алмазов в кимберлитовых трубках с глубиной, что связывают с "особенностями кристаллизации алмазов в промежуточном очаге". Учитывая важность вывода о той или иной закономерности распределения алмазов в кимберлита для теории и практики, рассмотрим сначала фактическую сторону положения о "неуклонном, закономерном" убывании количества алмазов в этих породах с глубиной. В связи с чрезвычайно низким содержанием драгоценного камня в кимберлите объем представительной пробы только для констатации присутствия алмаза достаточно велик и зависит от средних размеров кристаллов в изучаемом месторождении. Как указывает А.Ф. Вильямс [100], не очень редки алмазы, которые гораздо крупнее средних, вследствие чего обогащению подвергаются многие сотни тонн породы, совсем лишенные алмазов. Он приводит пример рудника, дающего в среднем около 0,3 кар алмазов из 1 т кимберлита, и отмечает, что если в одной вагонетке руды обнаруживается алмаз в 400 кар (а это иногда случается), то свыше 1300 т породы проходит цикл обогащения, не поставляя больше ни одного алмаза.

Еще больший объем опробования необходим для надежного определения содержания алмазов в кимберлите. Пробы из керна буровых скважин из-за ограниченного объема не могут, вероятно, обеспечить высокую точность оценок. В связи с этим вывод А.И. Боткунова [5] о 2,5-кратном снижении содержания алмазов на глубоких горизонтах трубы "Мир" нуждается в дополнительной проверке, тем более что фиксируемые им колебания алмазоносности по разрезу не выходят за пределы изменчивости концентрации алмазов в различных генерациях выполняющей эту трубку кимберлитовой брекции.

Наиболее достоверными для решения вопроса о характере распределения алмазов в вертикальном разрезе кимберлитовых тел следует считать данные о содержании полезного ископаемого, полученные в итоге много-

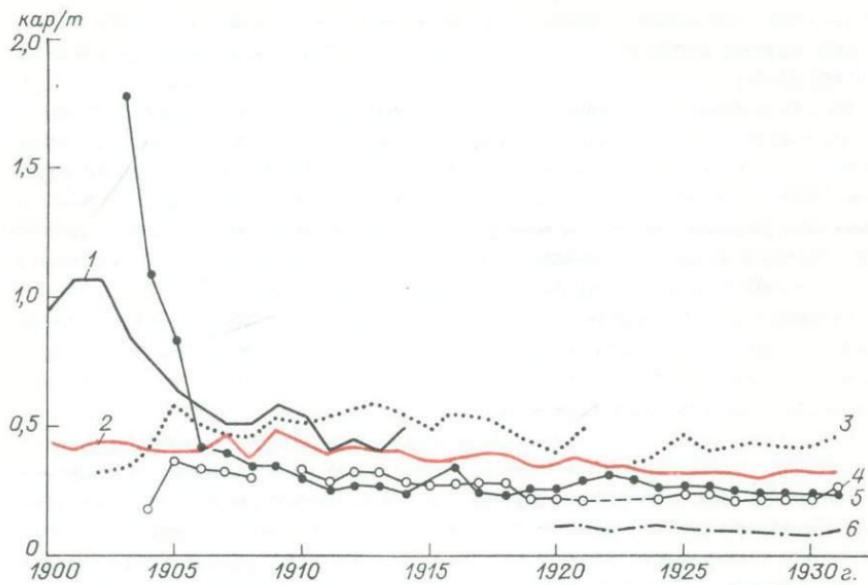


Рис. 13. Содержание алмазов, определенное по итогам многолетней эксплуатации важнейших рудников Южной Африки [100; Штутцер О., 1935 г.].

Трубы: 1 – "Дебирс" и "Кимберли", 2 – "Весселтон", 3 – "Бултфонтейн", 4 – "Дютойтспен", 5 – "Премьер", 6 – "Ягерсфонтейн"

летней эксплуатации рудников, когда ежегодно перерабатывались сотни тысяч и миллионы тонн кимберлитовых пород, последовательно извлекавшихся со все более глубоких горизонтов диатрем. Такие материалы приводятся в работах А.Ф. Вильямса и О. Штутцера и положены в основу диаграммы, иллюстрирующей характер распределения алмазов с глубиной в шести важнейших рудниках Южной Африки (рис. 13).

При анализе этих данных следует иметь в виду, что в трубке "Премьер" была развита мощная, сильно обогащенная алмазами кора выветривания, и поэтому содержания, установленные по итогам эксплуатации в первые годы после открытия диатремы (1902 г.), не характеризуют концентрацию алмазов в кимберлите. В период с 1903 по 1906 г. последовательно отрабатывались все более глубокие горизонты остаточной коры выветривания. С 1906 г. рудой на алмазы становится уже сравнительно маловыветрелый кимберлит. Однако из-за неравномерности проникновения процессов выветривания на глубину на разных участках диатремы некоторые постепенно убывающие "прибавки" из обогащенного при экзогенных процессах материала поступали на протяжении еще двух лет. За период с 1908 по 1970 г. содержание алмазов в кимберлитовых породах трубки "Премьер" существенно не колебалось и составляло около 0,3 кар/т.

Данные по руднику, объединяющему трубки "Дебирс" и "Кимберли", относятся к последним 14 годам из общего 25-летнего периода его эксплуатации, причем трубка "Дебирс" разрабатывалась до 1908 г. Эти данные, несомненно, отражают изменчивость первичного содержания алмазов в породе, поскольку остаточная кора выветривания и участки с ее апофизами на более глубоких горизонтах были выработаны уже в первые годы. Несмотря на это в добываемых за указанный период кимберлитах содержание алмазов снизилось примерно на 50 %. При интерпретации приводимых материалов наряду с предположением о невыдержанности распределения алмазов в одной разновидности породы по вертикали необходимо иметь в виду и возможность причинной связи наблюдавшегося явления с постепенным увеличением доли слабоалмазоносных генераций кимберлитовых брекчий в нижней половине диатремы.

На примере детально изученных верхних горизонтов трубки "Мир" установлено, что существенно различающиеся по содержанию алмазов, но весьма близкие по облику их кристаллов разновидности кимберлитовых брекчий иногда не имеют четко выраженных петрографических особенностей, а в ряде случаев совершенно не поддаются макроскопической диагностике. Прямое указание о наличии непромышленного блока кимберлитовых пород в северо-западной части трубы "Дебирс" и о присутствии бедной алмазами кимберлитовой брекции в западной части трубы "Кимберли" имеется в работе А.Ф. Вильямса [100]. Сложный характер распределения алмазов на верхних горизонтах диатремы "Кимберли" показан на рис. 14.

Нет никаких гарантий, что в строении глубоких горизонтов диатрем "Кимберли" и "Дебирс" не принимали участие генерации кимберлитовых брекчий, которые сходны по внешнему виду с богатыми разновидностями, но существенно уступают им по содержанию алмазов. Косвенным свидетельством в пользу такого предположения можно считать тот факт, что эти трубы представляют пока единственный случай наблюдавшегося снижения содержания алмазов с глубиной в породах, близких по степени выветрелости.

Среди четырех остальных диатрем, охарактеризованных А.Ф. Вильямсом и О. Штутцером (см. рис. 13), в двух содержание алмазов не испытывало значительных колебаний ("Весселтон" и "Ягерсфонтейн"), а в двух других ("Бултфонтейн" и "Дютойтспен") верхние горизонты были даже несколько менее алмазоносны, чем нижележащие. Данные по руднику "Дютойтспен" О. Штутцер интерпретирует как результат возрастания первичного содержания алмазов в кимберлитах с глубиной.

Таким образом, весьма представительные материалы, полученные в итоге многолетней эксплуатации нескольких коренных месторождений, свидетельствуют, что в пяти рудниках из шести наиболее изученных первичное содержание алмазов хотя несколько и колеблется, но в целом существенно не изменяется с глубиной. Значит, вне зависимости от причины наблюдающегося снижения алмазоносности кимберлитов в одном



Рис. 14. Распределение алмазов в трубках "Кимберли" и "Св. Августин".

Кимберлитовые брекчи: 1 – с большим количеством борта, 2 – с острореберными бесцветными октаэдрами, 3 – с большим количеством обломков кристаллов и желтоватых октаэдров, характеризующихся притуплением ребер и округлением граней, 4 – с нефромышленным содержанием алмазов, среди которых преобладают коричневые и дымчатые октаэдры и присутствует много двойников.

из шести рудников его пример в лучшем случае может рассматриваться лишь как исключение из общего правила. На основании приведенных данных следует сделать вывод о достаточно равномерном первичном распределении алмазов как в горизонтальном, так и в вертикальном разрезе диатрем или участков, сложенных одной генерацией кимберлитовой породы.

Выдержанность распределения алмазов в любой отдельно взятой разновидности кимберлитов и значительная изменчивость концентрации этого минерала в разных по составу и термодинамическому режиму формирования генерациях этих пород позволили установить четкую зависимость между количеством алмазов, морфологией их кристаллов и содержанием показательных элементов в кимберлитах. Теория вопроса, обоснование математической формы выражения отдельных показателей и вывод общего уравнения алмазоносности кимберлитовых пород приведены в специальной работе автора [36]. Здесь отметим лишь, что содержание алмазов зависит от особенностей химического состава и термодинамических (фациальных) условий образования кимберлитов, т.е. от химического и фациального факторов алмазоносности.

Для оценки химического фактора алмазоносности кимберлитов предложен коэффициент потенциальной алмазоносности

$$КПА = \frac{Fe}{Ti} \cdot \frac{1}{\lg(Fe + Ti) + (1/2) \lg(Al + K)} \quad (1)$$

При подстановке в эту формулу весовых содержаний соответствующих элементов получаются некоторые отвлеченные положительные числа, которые изменяются от единиц до нескольких десятков. Сопоставление КПА и содержания алмазов для месторождений, сформировавшихся в близких фациальных условиях, свидетельствует о том, что содержание алмазов возрастает в соответствии с увеличением КПА.

Фациальные условия формирования кимберлитов в одних трубках были благоприятны для выделения и сохранения большого числа кристаллов, а в других — приводили к почти полному их растворению. Значит, степень сохранности кристаллов ССК является функцией, а следовательно, и показателем относительной изменчивости фациальных условий образования кимберлитов, выполняющих различные трубы. В упрощенном виде

$$ССК \approx O + 0,45 OD + 0,45 D/(1 + \lg D), \quad (2)$$

где буквами обозначено содержание кристаллов (%): O — октаэдров, OD — переходных форм, D — додекаэдроидов.

Смысл коэффициента ССК заключается в том, что при идеальных условиях все выделяющиеся алмазы сохраняются полностью и остаются плоскогранными (в упрощенном варианте — октаэдрами), в этом случае ССК = 100. По мере "ухудшения" фациальных условий все большее число кристаллов алмаза растворяется и показатель ССК убывает.

При поисках конкретной математической формы выражения зависимости между содержанием алмазов и показателями факторов алмазоносности кимберлитов принимались во внимание опускаемые здесь положения и факты, которые свидетельствуют о том, что в первом приближении оба фактора равнозначны, и поэтому концентрация алмазов в этих породах может быть представлена произведением функций КПА и ССК. Математическая форма вхождения этих функций в уравнение алмазоносности кимберлитов определялась необходимостью получения "ответа" в метрических единицах (оптимально $\text{мг}/\text{м}^3$). Однако такое уравнение пригодно для вычисления алмазоносности кимберлитов только при средней массе кристаллов 7 мг. Для месторождений, в которых средняя масса кристаллов алмаза больше или меньше 7 мг, а также для диатрем, сложенных кимберлитовыми брекчиями, необходимы поправки на расхождения средних масс кристаллов и на примесь ксенолитов. С учетом этих поправок выведено общее уравнение алмазоносности кимберлитовых пород:

$$A_{\text{к.п.}} = (\text{КПА} + \frac{\text{КПА}^3}{120} - 1,75 \sqrt{\text{КПА}}) \frac{\text{ССК}^2 \sqrt[3]{G \cdot (100 - KC)}}{13750}, \quad (3)$$

где $A_{\text{к.п.}}$ — содержание алмазов в кимберлитовой породе, $\text{мг}/\text{м}^3$; G — средняя масса кристаллов в изучаемом месторождении, мг; KC — содержание ксенолитов в кимберлитовой породе, об. %.

Расхождение между вычисленными и полученными при опробовании содержаниями алмазов во всех достаточно хорошо изученных трубках невелико, что свидетельствует о правильности принципиального решения вопроса о причинах неодинаковой алмазоносности кимберлитов разных тел. При дальнейшем накоплении материалов эта зависимость, естествен-

но, будет уточняться. Однако уже и сейчас на ее основе разработаны методы прогнозной оценки коренной алмазоносности, позволяющие по нескольким химическим анализам породы без проведения дорогостоящего опробования отбраковывать кимберлитовые трубки, содержание алмазов в которых не обеспечивает рентабельной эксплуатации [42].

Распределение прочих минералов

Главнейшим первичным минералом кимберлитов является оливин, содержание которого изменяется от 15 до 60 %, составляя в среднем около 30 %. Все остальные первичные минералы значительно уступают оливину в количественном отношении, и лишь флогопит в подвергшихся осложнению кимберлитах (метасоматически образованная генерация этого минерала) иногда слагает до 20 % объема таких разновидностей пород.

Собственно оливин в виде вкрапленников различных генераций или хотя бы реликтов в доступных изучению кимберлитах встречается далеко не повсеместно. В породах, слагающих верхние горизонты большинства трубок и даек, оливин полностью замещен вторичными продуктами, здесь наблюдаются лишь серпентиновые и карбонатные псевдоморфозы. Однако благодаря тому, что серпентин-карбонатные псевдоморфозы по оливину, как правило, четко выделяются на фоне связующей массы, оценка их размеров и количества не представляет затруднений. Состав первичного минерала с полной надежностью устанавливается по реликтам оливина в некоторой части таких псевдоморфоз и по их характерным очертаниям.

Будучи главным породообразующим минералом кимберлитов, оливин распределен в породе одной генерации достаточно равномерно, и лишь в узких эндоконтактовых зонах трубок, даек и силлов иногда наблюдаются существенные понижения его концентрации. Выдержанность распределения оливина в кимберлитах по латерали и вертикали, а также заметное убывание содержаний его в приконтактовых зонах устанавливаются при детальных петрографических исследованиях и подтверждаются результатами статистической обработки, проведенной на материалах из трубок "Удачная-Западная" и "Удачная-Восточная" [10].

При равномерном распределении оливина в любой отдельно взятой генерации кимберлита содержание этого минерала в кимберлитах разных генераций, слагающих одну диатрему, а также в породах разных тел и полей изменяется в широких пределах. Примечательно, что различия выражаются в изменчивости не только общего содержания оливина, но и количественных соотношений отдельных генераций этого минерала.

Различают три основные генерации оливина, кристаллизовавшиеся на интрателлурическом, плутоническом и гипабиссальном этапах интрузивной стадии формирования кимберлитов. Интрателлурический этап охватывает период от начала движения кимберлитовых расплавов по механизму зонной плавки в породах верхней мантии до внедрения ее в ослабленные зоны литосферы. С этого момента начинается новый — плутонический — этап эволюции кимберлитовых магм, продолжающийся

до подъема расплавов к верхним горизонтам земной коры. Процессы эволюции магмы здесь носят достаточно специфический характер, что позволяет выделять самостоятельный – гипабиссальный – этап формирования кимберлитов.

Оливин I интрателлурической генерации входит в состав интрателлурических сегрегаций ("родственных включений") и образует редкие мегакристаллы в кимберлитах. На долю оливина I приходится менее 1 % общего содержания этого минерала в рассматриваемых породах, но его роль в энергетическом и химическом балансе подкоровой дифференциации кимберлитовых магм исключительно велика [39]. Распределение и количественное соотношение выделений оливина плутонической и гипабиссальной генераций содержат очень важную информацию об особенностях эволюции кимберлитовых расплавов на пути их подъема в земной коре и в приповерхностных условиях. Протекающие здесь магматические процессы в немалой степени предопределяют специфику эксплозивной стадии, в ходе которой формируются трубы взрыва, и поэтому следует хотя бы кратко отметить главнейшие особенности этих явлений.

Механизм движения и энергетический баланс кимберлитовых магм при подъеме по тектоническим зонам в земной коре существенно отличаются от соответствующих характеристик процесса радиального перемещения расплавов среди пород верхней мантии. Так, если при движении по механизму зонной плавки объем магмы и запасы ее тепловой энергии на протяжении большей части интрателлурического этапа росли, то при подъеме расплава по глубинным разломам его объем (вместе с порфировыми вкрапленниками) оставался практически постоянным, а запасы тепла неуклонно убывали.

В процессе подъема по ослабленным зонам литосферы кимберлитовые расплавы расходуют тепловую энергию главным образом на прогревание окружающих пород. Однако, несмотря на сокращение запасов тепла, температура расплава поддерживается на оптимальном уровне благодаря частичной кристаллизации, сопровождающейся значительным выделением тепла. Поскольку подавляющая масса порфировых вкрапленников, выделяющихся на плутоническом этапе, представлена оливином второй генерации, то, следовательно, анионы ортокремневой кислоты, катионы магния и отчасти железа являются тем "топливом", "сгорание" которого поддерживает необходимую температуру магмы. Значит, содержание вкрапленников оливина II связано функциональной зависимостью с тепловым балансом расплава и поэтому может быть использовано для оценок относительной изменчивости термодинамического режима на плутоническом этапе формирования кимберлитов. Количество оливина II в якутских кимберлитах колеблется в широких пределах, свидетельствуя о значительных вариациях физико-химических условий их формирования (табл. 4).

В итоге дальнейшего подъема по ослабленным зонам кимберлитовые и пикритовые расплавы достигают верхних горизонтов земной коры. Несмотря на то что с геологических позиций четко разграничить плутонический и гипабиссальный этапы затруднительно, минералого-petрологиче-

ТАБЛИЦА 4

Средние содержания оливина плутонической (II) и гипабиссальной (III) генераций в кимберлитах важнейших полей Центральносибирской провинции

Поле	Число изученных диатрем	Среднее содержание*, об. %	
		Оливин II	Оливин III
Малоботуобинское	6	21,6	14,0
Далдынское	22	9,2	22,8
Мархино-Алакитское	9	8,5	19,9
Верхнемунское	8	17,3	17,2
Омонос-Укукитское	6	3,1	21,7
Лучаканское	8	15,4	15,2
Куранахское	6	15,8	13,1
Моторчунское	2	19,7	18,0
Чомурдахское	5	18,2	17,8
Нижнекуонамкское	9	6,2	12,7
Среднекуонамкское	8	6,4	13,6
Джюкенское	8	14,8	11,6
Нижнеукукитское	1	15,8	17,9
Мерчимденское	9	15,4	20,8
Верхнемолодинское	5	13,0	22,7
Куйокско-Беенчимское	5	24,9	11,6

* Содержание оливина в каждой трубке вычислялось как среднее арифметическое по трем-пяти, реже по семи-девяти шлифам; оно во всех случаях относится к объему кимберлита, поскольку ксенолиты при подсчете исключались.

ские данные определенно свидетельствуют о наличии перелома в процессе кристаллизации, а следовательно, и в режиме формирования расплавов. Вкрашенники оливина II, ильменита и флогопита I, выделившиеся на плутоническом этапе, оплавлены и корродированы. Оливин III, ильменит и флогопит II, уступая первым по размерам, всегда идиоморфны, а иногда они нарастают на порфировые выделения ранних генераций, дополняя их до идиоморфных очертаний. Оптические свойства свидетельствуют о близости состава обеих генераций оливина и, вероятно, о несколько большей железистости ильменита и флогопита [22]. Количественные соотношения различных генераций названных минералов в отдельных разновидностях пород существенно различаются, но отмеченные морфологические особенности их кристаллов выдерживаются во всех без исключения кимберлитовых и пикритовых породах. Оплавление порфировых вкрашенников происходит, очевидно, не из-за разогрева поднимающейся магмы, а в связи с тем, что падение давления приводит к понижению температуры кристаллизации (плавления) минералов.

Общие потери тепла и определяемое ими количество выделившихся вкрашенников оливина II и III зависят от разности температуры между окружающими породами и магмой, а также от продолжительности их

соприкосновения. Поскольку площадь кимберлитовых полей обычно не превышает первых тысяч квадратных километров, то в пределах каждого из них температурный градиент без особых допущений может быть принят одинаковым для соответствующих частей разреза земной коры. Значит, относительная изменчивость теплового режима в период внутриструктурной эволюции расплавов, формирующих кимберлитовые и пикритовые породы каждого отдельно взятого поля, зависит практически лишь от продолжительности подъема магмы, т.е. от ее скорости.

Таким образом, от содержания и количественного соотношения оливина различных генераций и породе той или иной диатремы можно перейти к оценкам относительной скорости подъема расплава на плутоническом и гипабиссальном этапах, а также в период ее внутриструктурной эволюции. Вычислив по содержанию оливина II и III относительную скорость подъема, а по размерам трубы взрыва — примерное значение избыточного давления расплава, можно ориентировочно оценить относительную проницаемость ослабленных зон коры для движения магмы на плутоническом и гипабиссальном этапах и осредненную проницаемость на всем протяжении таких зон от подножия до верхних горизонтов земной коры. Стого говоря, при этом следовало бы учитывать и различия вязкости расплавов, формировавших различные диатремы. Однако при сравнительно небольших колебаниях химического состава даже у крайних разновидностей кимберлитов из разных провинций [36, 40 и др.] нет оснований допускать существенные различия вязкости расплавов, сформировавших трубы и дайки единого поля.

Более подробно все эти вопросы рассмотрены в специальной работе автора [Милашев В.А., 1973 г.]. Там же приведен и вывод формулы для приближенных оценок относительной проницаемости ν земной коры по содержанию оливина второй и третьей генераций (Ол_{II} и Ол_{III}) в кимберлитах с учетом площади диатремы S :

$$\nu \approx (200/\text{Ол}_{\text{II}} + 100/\text{Ол}_{\text{III}})(1/\lg S). \quad (4)$$

В дальнейшем формула (4) была преобразована для расчетов проницаемости земной коры на глубоких и приповерхностных горизонтах, где протекают плутонический и гипабиссальный этапы формирования кимберлитов [41]:

$$\nu_{\text{II}} \approx 200/(\text{Ол}_{\text{II}} \lg S); \quad (5)$$

$$\nu_{\text{III}} \approx 100/(\text{Ол}_{\text{III}} \lg S). \quad (6)$$

В кимберлитах кроме постоянно присутствующего первичного флогопита нередко отмечается слюда метасоматического происхождения. Различия генезиса, естественно, отразились на характере распределения и на со-

держанием этих разновидностей минерала. Первичный флогопит представлен выделениями двух генераций. Кристаллы флогопита первой генерации достигают иногда нескольких сантиметров в диаметре, в среднем их размеры составляют 1–5 мм. В плоскости (001) очертания их овальные и округлые. Флогопит второй генерации образует идиоморфные кристаллы диаметром 0,3–0,5 мм, равномерно распределенные в основной массе породы. Совершенно иначе обстоит дело с флогопитом метасоматического происхождения. Этот флогопит представлен не выдержаными по размеру чешуйками, которые концентрируются на прихотливых по форме участках в кимберлитовых породах.

Ильменит в кимберлитовых породах одной генерации распределен равномерно, и в его содержании существенных колебаний не отмечается. Лишь в разновидностях пород, претерпевших максимальные преобразования на постмагматической стадии, значительная часть ильменита замещена рутилом и антазом, что искажает первичное содержание и характер распределения ильменита. Отдельные разновидности кимберлитовых пород в одной или нескольких обособленных диатремах единого поля, а также породы разных полей, как правило, существенно различаются по количеству ильменита, содержание которого может изменяться от сотых долей процента до нескольких процентов массы породы.

Сходный характер распределения в кимберлитовых породах имеют пироповые гранаты и шпинелиды. Однако гранаты в несколько раз, а шпинелиды в несколько десятков раз уступают ильмениту по весовому содержанию; кроме того, они в отличие от ильменита почти не подвергаются постмагматическим изменениям.

4

КОНТАКТОВЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Механические воздействия

Кимберлиты, как и остальные изверженные породы, оказывают контактовые воздействия на вмещающие толщи, а также на попавший в них ксеногенный материал. По характеру и последствиям эти воздействия распадаются на две основные группы: 1) механические; 2) термальные и химические.

Употребляющийся с конца прошлого века применительно к кимберлитовым диатремам термин "трубки взрыва" отражает мнение исследователей о сопровождавших кимберлитовый вулканизм сильнейших взрывах, которые, естественно, не могли пройти бесследно для вмещающих

трубки горных пород. Об этом же, на первый взгляд, свидетельствуют и наблюдающиеся иногда деформации перекрывающих трубы толщ, хотя в действительности, как было показано выше, эти деформации должны быть отнесены к категории экзогенных структур. Не останавливаясь на обсуждении экзогенных по своей природе пликативных дислокаций перекрывающих диатремы толщ и возникающих при этом зон рассланцевания и дробления, рассмотрим нарушения вмещающих кимберлиты пород, происходящие преимущественно в процессе формирования диатрем.

Последствия механических воздействий, сопровождающих формирование кимберлитовых тел, во вмещающих породах выражаются в нарушении их залегания и в повышенной трещиноватости. Нарушения залегания проявляются чаще всего в блоковом строении экзоконтактовых зон, при котором одни блоки наклонены в направлении контактов диатремы, а другие – в противоположную сторону (см. рис. 6). Вертикальные смещения таких блоков незначительны: амплитуда их обычно не превышает 1 м и лишь изредка достигает 3–4 м [10]. На удалении нескольких метров – первых десятков метров от контактов диатремы дислокации обычно исчезают и наблюдается типичное для платформенных областей субгоризонтальное залегание вмещающих кимберлиты осадочных толщ.

Известны случаи нахождения кимберлитовых трубок и даек в замках брахиантклинальных складок. Генетическая причинность связи между указанными геологическими образованиями сомнительна, а если и можно допустить такую возможность, то лишь в плане структурного контроля вулканизма. Обратное соотношение явлений (внедрение кимберлитов – причина, складка – следствие) представляется совершенно невероятным из-за несоизмеримости размеров нарушений и совмещенных с ними кимберлитовых тел.

Вмещающие кимберлитовое тело толщи пород секутся многочисленными трещинами; одни из них возникли в ходе всей истории геологического развития соответствующего блока земной коры*, другие являются производными процессов формирования кимберлитовых тел. При отнесении наблюдавшихся трещин ко второй из этих групп в качестве главных критериев принимаются нахождение тех или иных систем трещин только вблизи изучаемых кимберлитовых тел и отсутствие их на удалении от диатрем, а также определенные тенденции в ориентировке трещин относительно контактов трубок, даек и силлов.

Трещиноватость, возникшая как результат напряжений, сопровождающих кимберлитовый вулканализм, включает системы трещин, располагающиеся субперпендикулярно и субпараллельно контактам диатрем. При этом

* Понятия о планетарной и региональной трещиноватости горных пород применимы при планетарных и региональных по масштабам исследованиях, в то время как детальное изучение тектонической трещиноватости на локальных участках территории свидетельствует о существовании сравнительно небольших (сотни – первые тысячи квадратных километров) блоков земной коры, обладающих характерными и выдержаными в их пределах системами трещин, резко отличающимися по густоте и ориентировке от систем в соседних блоках.

субпараллельные трещины концентрируются преимущественно в нескольких сравнительно узких зонах, размещающихся на небольшом расстоянии от контактов. Так, во вмещающих трубку "Обнаженная" доломитах кроме региональной тектонической трещиноватости наблюдаются системы трещин, ориентированные субперпендикулярно и субпараллельно контактам тела (см. рис. 5). Результаты структурного анализа определенно свидетельствуют, что трубка "Обнаженная" имеет форму конуса, обращенного вершиной вниз, с наклоном контактовых поверхностей под углом около 70° относительно горизонта.

Системы субпараллельных kontaktам трещин во вмещающих трубку доломитах также наклонены к центру диатремы под углами 60 – 75° . Эти трещины прямолинейные, изредка слабоизвилистые, поверхности их неровные. Распределены трещины неравномерно: по мере удаления от контакта, в интервале 5 – 10 м, наблюдаются две-три сильнотрещиноватые зоны мощностью $0,5$ – $1,0$ м, между которыми трещины этого типа единичны. В пределах каждой зоны трещины удалены на 1 – 3 см друг от друга. Эти трещины по структурному положению и происхождению близки, по-видимому, краевым трещинам отседания; наличие их свидетельствует о вертикальном направлении действия сил при формировании кимберлитовой трубы.

У некоторых наиболее крупных и мало эродированных диатрем наблюдаются значительно большие по масштабам нарушения вмещающих пород. Здесь вмещающие породы в околосрубном пространстве испытывают чаще всего проседание по концентрическим в плане и серповидным в разрезе трещинам скальвания. Суммарная амплитуда смещения по всем разрывам достигает, вероятно, многих десятков метров. При этом охваченная дислокациями площадь протягивается от kontaktов трубы на расстояние до нескольких ее радиусов (рис. 15 и 16). Изредка у диатрем вместо отрицательной структуры, на фоне которой эпизодически отмечаются взбросы, наблюдается положительная куполовидная складка с элементами просадки [49].

Кроме перечисленных систем трещин, ориентированных достаточно закономерно по отношению к kontaktам диатрем, во вмещающих толщах на kontaktах главным образом с нижними частями диатрем нередко встречаются узкие участки, где осадочные породы пронизаны настолько густой сетью разно ориентированных трещин, а иногда и импрегнированы кимберлитовыми прожилками, что подчас их трудно отличить от собственно эндоконтактовых брекчий, в которых ксенолитов значительно больше, чем кимберлитового материала. Здесь довольно обычны зеркала скольжения, проявления карбонатной, сульфидной (в основном пирит) и сульфатной (гипс, целестин) минерализации, изредка встречаются гнезда и прожилки битумов. Не характерные для кимберлитов минерализация и проявления углеводородов в приkontактовых зонах диатрем обусловлены, по всей вероятности, высокой проницаемостью дезинтегрированных пород для термальных вод и эманаций.

Контакты такого типа, представляющие собой по существу постепенные переходы между эндо- и экзоконтактовыми зонами диатрем, наблю-

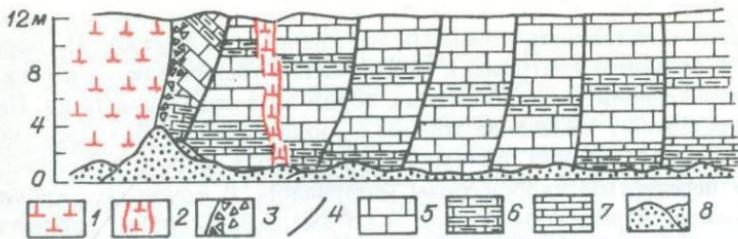


Рис. 15. Деталь строения околотрубочного пространства [49].

1 – кимберлитовая брекчия; 2 – жила кимберлита (вне масштаба); 3 – зона дробления вмещающих пород; 4 – разрывные нарушения (трещины скола); 5 – доломиты; 6 – глинистые известняки; 7 – известняки; 8 – осьпи.

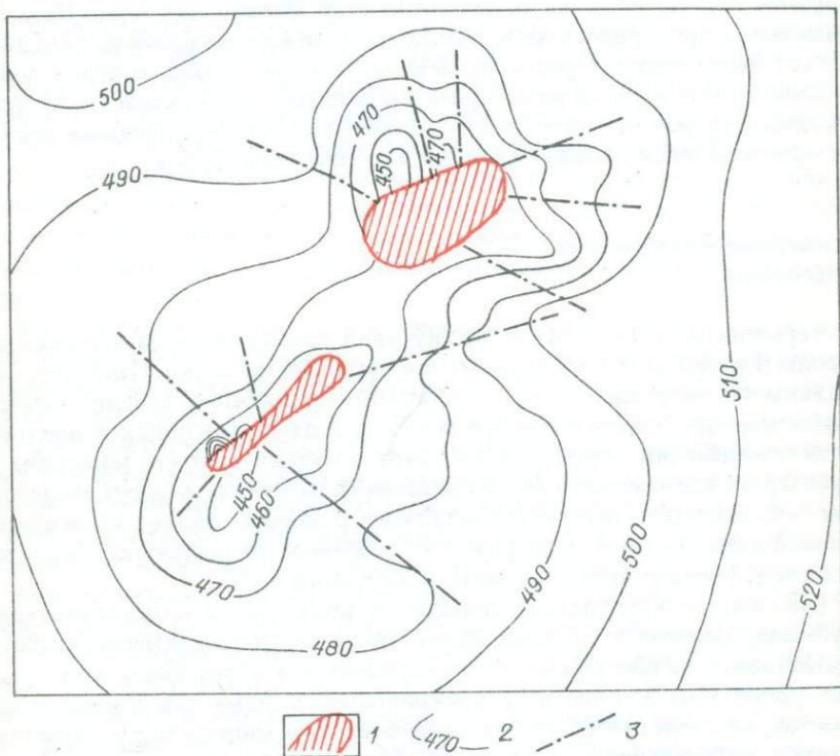


Рис. 16. Особенности строения отрицательной структуры вмещающего кимберлитовые трубки осадочного чехла [49].

1 – площадь трубок в плане; 2 – изогипсы подошвы отложений лландоверийского яруса нижнего силура, м; 3 – предполагаемые разрывные нарушения.

даются у трубки "Мир" и некоторых других хорошо изученных и вскрытых в процессе эксплуатации коренных месторождений алмазов. По мере приближения от центра диатремы к ее контактам увеличиваются количество и размер ксенолитов карбонатных пород из вмещающих толщ. Параллельно происходит изменение состава выполняющей трубку брекции: кимберлит, цементирующий обломки карбонатных пород в брекции, вытесняется перетертым карбонатным материалом. В крупных ксенолитах, отторженцах карбонатных пород и во вмещающей толще наблюдаются апофизы и прожилки кимберлитовой брекции, переполненной обломками известняков и доломитов. Кимберлит прожилков и апофиз почти нацело карбонатизирован. Из "кимберлитовых" минералов в нем сохраняются пироп, слюда, ильменит и алмаз. Мощность переходных зон изменяется от долей метра до 20 м.

Мощность зон дробления не обнаруживает четкой зависимости от крутизны наклона поверхностей контактов, хотя относительно выположенные участки контактов у отдельно взятой диатремы в целом характеризуются обычно большей раздробленностью вмещающих толщ. Не устанавливается пропорциональной зависимости между масштабами трещиноватости вмещающих пород и размерами диатрем, однако мощные зоны трещиноватости и серии разно ориентированных (часто радиальных) протяженных разрывных нарушений, заполненных кимберлитовыми дайками, известны только вокруг крупных и крупнейших трубок.

Термальные и химические воздействия

Термальные и химические воздействия кимберлитов на вмещающие породы и ксенолиты, как правило, сравнительно невелики. Наиболее подвержены таким воздействиям карбонатные и, особенно, глинисто-карбонатные породы. Вместе с тем при близости и даже практической идентичности вмещающих пород и ксенолитов соседних диатрем масштабы и характер их термохимических воздействий изменяются в широком диапазоне, что свидетельствует о существенных различиях физико-химических условий внедрения и о специфических особенностях состава кимберлитовых магм, формирующих диатремы даже одного поля.

Вмещающие карбонатные породы на контактах с кимберлитовыми трубками, дайками и силлами обычно несут следы сравнительно слабого kontaktового метаморфизма. Это выражается в образовании маломощных (менее 1 м) зон плотных перекристаллизованных известняков и доломитов, местами претерпевших незначительную хлоритизацию, серпентинизацию, ослаждение и пиритизацию. И лишь в редких случаях вмещающие породы подвергаются более сильному метаморфизму, сопровождающемуся образованием в них граната и апатита. Примером может служить трубка "Эгиэнтай", на западном контакте которой вмещающие известняки превращены в гранат-флогопит-апатитовую неравномерно-зернистую карбонатную породу полосчатой текстуры, структура ее гетерогранонема-

тобластовая. Сложена порода ксеноморфными зернами карбоната (50 %), пластинками флогопита (20 %), апатитом (25 %), мелкими идиоморфными зернами граната (гроссуляра) с примесью хлорита. Апатит образует послойные скопления из беспорядочно ориентированных игольчатых призмочек. Гранат также распределен неравномерно, в отдельных прослоях содержание его увеличивается. Крупные зерна карбоната содержат включения апатита, граната и флогопита [22].

Почти во всех трубках наряду с неизмененными обломками карбонатных пород, имеющими резкие контакты с заключающими их кимберлитами, нередко наблюдаются обломки этих пород, в той или иной степени метаморфизованные. При этом для некоторых трубок характерны специфические процессы изменения, обусловленные, вероятно, как составом кимберлитовой магмы, так составом и температурой постмагматических растворов. Метаморфизм карбонатных пород выражается в частичной или полной их перекристаллизации, что сопровождается гранатизацией, апатитизацией, ослаждением, магнетитизацией, эпидотизацией, серпентинизацией, хлоритизацией и окремнением; в глинисто-карбонатных ксенолитах из некоторых диатрем отмечены также новообразования монтанеллита и куспидина. Иногда результаты различных процессов наблюдаются совместно в одном образце. Примечательно, что ксенолиты известняков, заключенные в кимберлитовых брекчиях ранних генераций, изменены сильнее, чем ксенолиты аналогичных пород в последующих генерациях вулканитов. Обломки криптокристаллических и мелкозернистых карбонатных пород превращаются, главным образом по краям, в средне- и крупнозернистые породы зубчатой или мозаичной гранобластовой структуры.

Высокотемпературный метаморфизм ксенолитов глинисто-карбонатных пород, по А.Д. Харькову [1967 г.], характерен для кимберлитов Верхнемунского поля (трубки "Новинка", "Комсомольская", "Зимняя"). Эти обломки обладают зональным строением: центральная часть представлена почти неизмененной глинисто-карбонатной массой с мелкими кристаллами кальцита, перифирийная зона толщиной до нескольких сантиметров сложена куспидином и гранатом гроссуляр-андрадитового ряда. В переходной зоне наряду с единичными зернами граната и куспидина наблюдаются мелкие выделения монтанеллита. Некоторые ксенолиты имеют четко выраженную полосчатость, вероятно, первично-осадочного происхождения. Полоски различаются не только цветом, но и минеральным составом: одни сложены гранатом и куспидином, другие имеют существенно гранатовый или гранат-куспидин-монтанеллитовый состав. Между полосками сохраняются участки неизмененной глинисто-карбонатной породы. Непосредственно на контакте с кимберлитом такие ксенолиты теряют полосчатое строение, здесь они представляют собой мелкозернистый агрегат куспидина и граната.

Гранатизация характерна для ксенолитов карбонатных пород сравнительно небольшого числа диатрем. В итоге этого процесса в краевых частях или по всей массе небольших обломков известняков развиваются мелкие (до 0,1 мм) ромбододекаэдрические и неправильные кристал-

лики бесцветного и светло-желтого граната — гроссуляра. Наибольшее количество граната наблюдается в сильно хлоритизированных и серпентинизированных известняках.

Апатитизация ксенолитов карбонатных пород отмечалась только в трубке "Эгиэнтей". Во внешней зоне (шириной до нескольких миллиметров) перекристаллизованных известняков с зубчатой гранобластовой структурой развиты шестоватые призмочки апатита (до 30 %) и листочки флогопита (до 15 %) с примесью клинопироксена, рудного минерала, хлорита и серпентина.

Ослюденение карбонатных обломков в кимберлитовых брекчиях выражается в развитии беспорядочно ориентированных чешуек бурой слюды, главным образом по периферии ксенолитов. В монтичеллитовых пикритовых порфиритах трубы "Оригинальная" мелкие обломки карбонатных пород полностью превращены в серпентин-флогопитовые породы фибролепидобластовой структуры с реликтовой слоистостью.

Магнетитизация карбонатных ксенолитов установлена в кимберлитовых брекчиях сравнительно небольшого числа тел (трубы "Надежная", "Аэрогеологическая"). Частично перекристаллизованные или хлоритизированные известняки здесь имеют контактовые оторочки микрочешуйчатого флогопита и обогащены пылевидным магнетитом.

Эпидотизированные обломки известняков встречены в трубке "Львиная лапа". В них между зернами карбоната развит изотропный серпентин совместно с кристалликами эпидота. В краевых частях некоторых ксенолитов известняков из трубы "Эгиэнтей" за внешней ослюденелой оболочкой наблюдаются радиально-лучистые агрегаты клиноцизита, выполняющие округлые пустоты.

Серпентинизация карбонатных обломков в кимберлитовых брекчиях отмечается довольно часто. Обычно серпентин встречается совместно с хлоритом, реже с другими минералами. Микрочешуйчатый светло-желтый или зеленоватый изотропный серпентин развивается по трещинам, порам и пустотам породы, а также между карбонатными зернами, иногда с выделением рудной пыли. Нередки случаи пятнистого расположения серпентина в породе или равномерного замещения им карбонатного материала ксенолита. Иногда серпентин слагает концентрические зоны мощностью 3—5 мм или замещает центр включения. В брекчированных разновидностях карбонатных пород серпентин в первую очередь развивается по цементирующему массе. Преимущественная серпентинизация в одних случаях характерна для центральных частей ксенолитов, в других — для периферийных.

Хлоритизация ксенолитов карбонатных пород выражается в развитии мельчайших чешуек хлорита главным образом по периферии обломков, где образуются хлоритовые каймы шириной в несколько миллиметров. В небольшом количестве чешуйки хлорита часто бывают рассеяны по всей массе ксенолитов. Отдельные мелкие обломки иногда полностью превращены в карбонатно-хлоритовые породы. Наиболее хлоритизированы глинистые известняки, причем замечено избирательное замещение обогащенных глиной прослоев.

Изредка ксенолиты карбонатных пород претерпевают интенсивную сульфидную минерализацию. На участках широкого развития прожилков пирит-галенит-сфалерит-карбонатного состава отдельные мелкие ксенолиты известняков оказываются сложенными сульфидами на 50–60 % [Францессон Е.В., 1962 г.].

Ксенолиты битуминозных известняков и доломитов приобретают концентрическое строение, обусловленное перераспределением битума. Такие ксенолиты состоят из нескольких чередующихся зон темной (обогащенные битумом) и светлой (почти без битума) окраски; внешней обычно является осветленная полоса.

Менее изучены контактовые изменения ксенолитов силикатных пород, что, по-видимому, объясняется сравнительно малой распространенностью их в кимберлитовых брекчиях. Для затрагиваемых в нашей работе вопросов особый интерес представляют данные о наиболее высокотемпературном метаморфизме. К этой категории относятся превращение ксенолитов сиенитов в санидинитовые роговики, наблюдавшееся в кимберлитах Гвинеи [7], и оплавление ксенолитов кристаллических сланцев на контакте с кимберлитами в трубках "Заполярная" и "Новинка" [76].

5

РАЗМЕРЫ ДИАТРЕМ И РАЗМЕЩЕНИЕ РАЗНОВЕЛИКИХ ТЕЛ В КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЯХ

Размеры кимберлитовых диатрем на уровне современного эрозионного среза или под чехлом более молодых образований весьма изменчивы: от 0,01 до 141,6 га (на Сибирской платформе до 54,5 га). Во всех полях, где выходы кимберлитов достаточно многочисленны (свыше 10), площадь крупнейших трубок в сотни раз превышает размеры самых мелких из обнаруженных здесь диатрем. Анализ материалов по многим сотням трубок, выявленных в 16 главнейших полях Центральносибирской провинции, со всею очевидностью свидетельствует о том, что в границах каждого поля между крайними пределами наблюдаются все промежуточные значения размеров трубок взрыва (рис. 17), а каких-либо данных для выделения естественных группировок по величине диатрем нет. Распределение размеров (площади в плане) диатрем Центральносибирской провинции, как, вероятно, и остальных кимберлитовых провинций мира, аппроксимируется логарифмически-нормальным законом (рис. 18).

Эти результаты позволяют заключить, что защищаемое некоторыми исследователями положение о существенно дискретном распределении диатрем по их размерам противоречит фактическим данным, а следующий

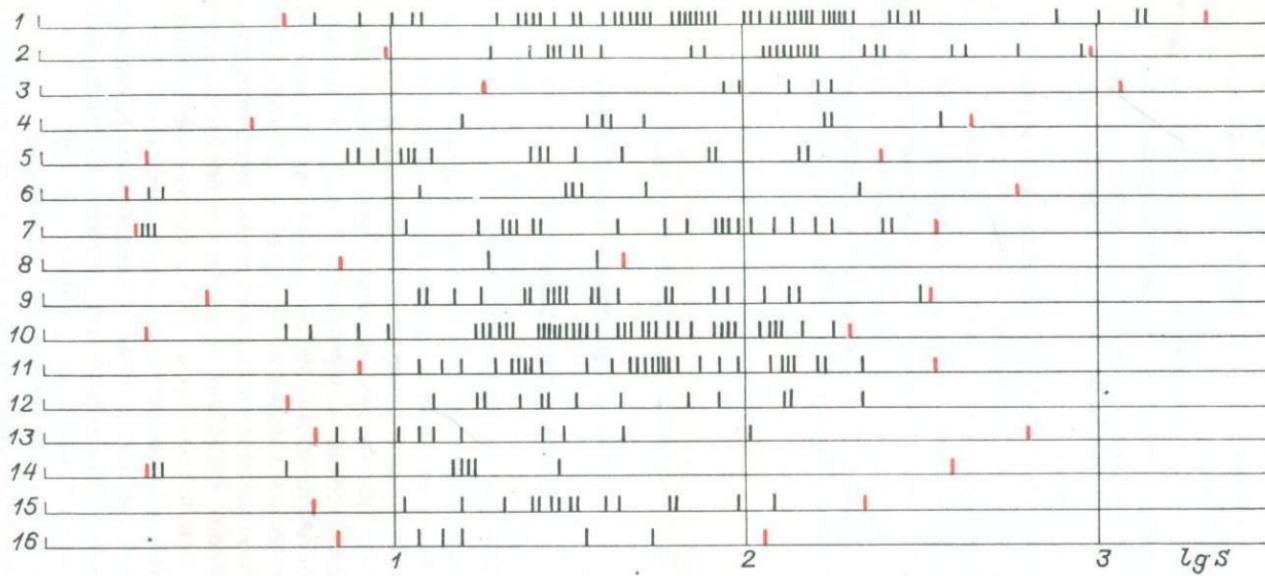
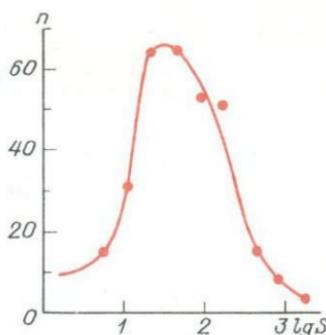


Рис. 17. Площадь кимберлитовых диатрем S (усл. ед.) в главнейших кимберлитовых полях Центральносибирской провинции.

Поля: 1 – Далдынское, 2 – Мархино-Алакитское, 3 – Малоботуобинское, 4 – Верхнемунское, 5 – Чомурдахское, 6 – Куранахское, 7 – Омонос-Укукитское, 8 – Омонос-Суханское, 9 – Лучаканско, 10 – Нижнекуонамское, 11 – Среднекуонамское, 12 – Мерчимденское, 13 – Верхнемолодинское, 14 – Куойкско-Беенчимское, 15 – Джокенское, 16 – Нижнеукукитское.

Рис. 18. Частота встречаемости кимберлитовых диатрем разной площади в Центральносибирской провинции (по данным рис. 17).



из него вывод о наличии в каждом кимберлитовом поле одной, реже двух крупных (главных) трубок, сопровождаемых значительно уступающими им по величине диатремами, представляется умозрительным. Закономерности размещения кимберлитовых тел в полях, и в частности тенденции распределения в их границах разновеликих диатрем, весьма важны при решении широкого круга генетических аспектов кимберлитового вулканизма, а также и в практическом отношении при выделении участков вероятного нахождения еще не выявленных крупных трубок в известных кимберлитовых полях.

Вопросу о пространственном размещении разных по величине трубок взрыва в кимберлитовых полях посвящены работы геологов Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) [73 и др.]. Согласно их взглядам, каждое отдельно взятое кимберлитовое поле представляет собой структуру центрального типа с единым центром "вулканического давления". Поле включает одну главную, или центральную, трубку (реже две такие трубки) и серию побочных, "сателлитных", трубок меньшего размера, окружающих главную трубку — центральный канал. Центральные тела — это, по мнению авторов, во всех случаях наиболее крупные, изометричные, относительно долгоживущие, многофазные трубки, сложенные несколькими генерациями кимберлитовых пород. Им свойствен канал особой морфологии: протяженный, постепенно суживающийся и сохраняющий изометричную форму с глубиной. Центральные трубы обладают повышенной алмазоносностью и часто являются промышленными месторождениями. "Сателлитные" трубы в масштабах поля отличаются более пестрым составом кимберлитов, хотя каждая из них в отдельности сложена лишь одной или двумя генерациями пород. Эти трубы быстро выклиниваются и переходят в дайки. Они, как правило, низкоалмазоносные или вообще безрудные.

Авторы цитированных работ не проиллюстрировали свою схему примерами реальных кимберлитовых полей. Поэтому представляется целесообразным сопоставить указанную схему с размещением различающих-

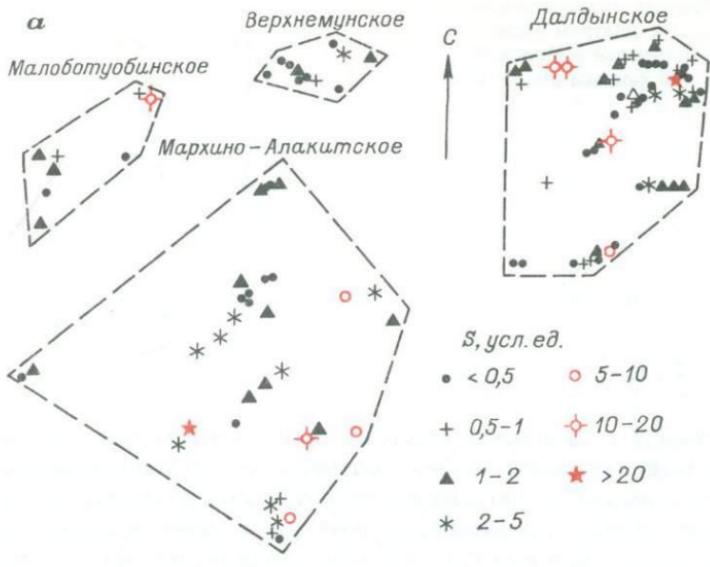


Рис. 19. Размещение разновеликих диатрем в полях центральной (а) и северо-восточной (б) частей Центральносибирской кимберлитовой провинции.

Штриховой линией показаны морфологические (регистрационные) границы кимберлитовых полей.

ся по перечисленным признакам диатрем хотя бы в нескольких типовых кимберлитовых полях Якутии. Однако следует иметь в виду, что если данные о размерах в плане и алмазоносности имеются по всем трубкам, то достаточно полные и надежные сведения о числе генераций пород пока получены лишь для нескольких детально изученных трубок и, следовательно, при корректных площадных интерпретациях такой признак использоваться не может.

Размещение и площадь кимберлитовых диатрем на уровне современного эрозионного среза или непосредственно под чехлом более молодых образований в восьми полях Центральносибирской провинции показаны на рис. 19. Четыре из них относятся к полям развития кимберлитов алмазной субфации, три — кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а одно (Джюкенское) — кимберлитов пироповой субфации. Пары смежных полей (Далдынское и Мархино-Алакитское; Нижне- и Среднекуонамские) на рисунке размещены с соблюдением их взаимного расположения по ориентировке и удалению (в масштабе) относительно друг друга. Для всех полей показаны также морфологические границы, проводимые по крайним выходам кимберлитовых пород. Такие границы не содержат независимой геологической информации и неизбежно изменяются при обнаружении "не вписывающихся" в них новых кимберлитовых тел, но, оконтуривая площадь известных выходов кимберлитовых пород каждого поля, они не вызывают дискуссий и дают наглядное представление о принадлежности "кустов" и отдельных диатрем тому или иному полю.

Анализ пространственного распределения разных по величине диатрем в восьми типовых кимберлитовых полях Якутии позволяет заключить о наличии тенденций в их размещении. Первое, что бросается в глаза уже при беглом просмотре рисунка, это нахождение очень крупных и широкое распространение средних диатрем только в полях развития кимберлитов алмазной субфации, в то время как в полях кимберлитов алмазно-пироповой и пироповой субфаций роль крупнейших играют трубки среднего размера, а большинство диатрем относится к мелким и мельчайшим. Убывание средних размеров диатрем в полях совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций по сравнению с полями кимберлитов "чисто" алмазной субфации было известно и ранее [36, 39]. Однако если раньше эта тенденция вытекала из средних цифр, то здесь она пропускает в предельно наглядном виде.

При внимательном рассмотрении рис. 19 выявляются и другие тенденции, в том числе и характер распределения крупнейших для данного поля

трубок. В четырех полях крупнейшие диатремы являются крайними (Малоботубинское, Верхнемунское, Нижнекуонамское и Джюкенское), в двух – находятся в непосредственной близости от морфологических границ поля (Далдынское и Мархино-Алакитское). В Среднекуонамском поле одна из двух наиболее крупных диатрем располагается близ границы поля, а другая тяготеет к средней его части. Две наиболее крупные диатремы Лучаканского поля находятся почти в середине дугообразной полосы распространения кимберлитов. Отсюда следует, что определенной закономерности размещения крупных и крупнейших трубок в пределах кимберлитовых полей не устанавливается.

Но, может быть, кимберлитовые поля являются слишком крупными, чрезмерно обширными по площади подразделениями областей проявления кимберлитового вулканизма, и следует ставить вопрос о нахождении крупных и крупнейших диатрем в центре меньших по размерам участков – узлов или "кустов" трубок, предположительно сопоставляя их с вулканическими центрами? Анализ рис. 19 приводит к отрицательному ответу на такой вопрос. Примечательно, что хотя в восьми взятых для примера типовых полях визуально может быть выделено от 2 до 10 и более "кустов" и линейных групп диатрем, нахождение крупнейших (среди тел каждой группы) трубок в средней части наблюдается лишь у трех таких групп. Это – "Новинка" и "Заполярная" в южной и северной линейных группах Верхнемунского поля и "Зарница" среди "куста" кимберлитовых тел на крайнем северо-востоке Далдынского поля. Выводы об отсутствии определенных закономерностей размещения разновеликих диатрем в пределах кимберлитовых полей подтверждаются также результатами тренд-анализа, проведенного для трех из восьми типовых полей (рис. 20).

Таким образом, предложенная геологами ЦНИГРИ [73 и др.] схема внутреннего строения кимберлитового поля (в центре – крупная высокоялмазоносная трубка, а вокруг нее – мелкие бедные и пустые диатремы) хотя и подкупает стройностью и удивительной простотой, но, к сожалению, весьма далека от действительности. Концентрического расположения разных по величине диатрем в пределах наиболее изученных полей Якутии не устанавливается ни визуально (см. рис. 19), ни в итоге математической обработки (тренд-анализ) (см. рис. 20). Внутреннее строение не только рассмотренных полей Центральносибирской провинции, но и остальных полей этой, а также всех других кимберлитовых провинций мира даже в первом приближении не может быть аппроксимировано такой идеализированной схемой. Примечательно, что расхождения касаются всех главнейших постулатов: 1) в любом достаточно изученном поле наблюдаются постепенные переходы от крупнейших к самым мелким диатремам (см. рис. 17); 2) одна-две наиболее крупные диатремы чаще располагаются в периферийных частях, а не в центре поля; 3) самые высокие, включая промышленные, концентрации алмазов в большинстве полей связаны далеко не с самыми крупными трубками, нередко они приурочены к средним по величине диатремам.

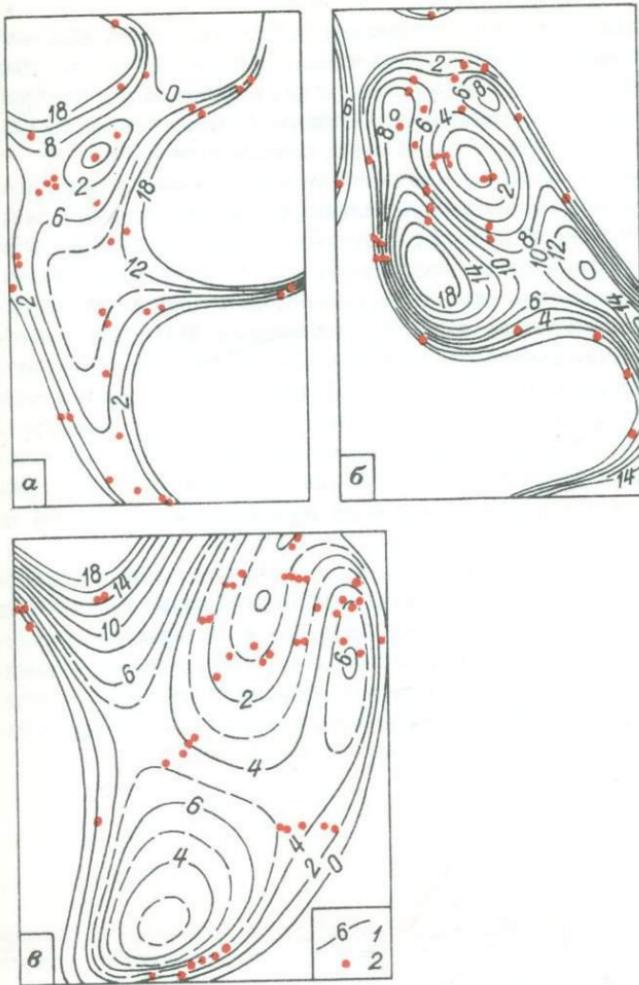


Рис. 20. Неполиномиальные поверхности трендов размеров (площади в плане) трубок взрыва в пределах Нижнекунамского (α), Среднекунамского (β) и Далдышского (γ) кимберлитовых полей.

1 – изолинии размеров диатрем, отн. ед.; 2 – кимберлитовые трубы; достоверность тренда 25 %.

К этому можно добавить, что концентрического размещения разных по размерам вулканических аппаратов не устанавливается также и в наиболее доступных наблюдениям и всестороннему изучению областях современного вулканализма. Особо следует подчеркнуть, что паразитические кратеры, встречающиеся в нижних и средних частях конусов некоторых наиболее высоких стратовулканов, возникают в результате прорыва магмы

сквозь эфузивно-пирокластическую постройку выше ее "цоколя". Такие кратеры не могут служить прообразом "сателлитных" кимберлитовых трубок, окружающих "центральный канал", поскольку все кимберлитовые трубки залегают в породах рамы (чехла и фундамента платформы) и за единичными исключениями не соединяются между собой на всей доступной наблюдениям глубине – 1–2 км от палеоповерхности.

Более того, поиски генетической ячейки вулканизма, содержащей при минимальных размерах максимум информации об основных закономерностях этого процесса, привели к весьма важному выводу, что такой единицей не является отдельно взятый вулкан, так как в нем обычно не исчерпываются важнейшие свойства вулканизма в широком понимании этого слова. Генетической ячейкой вулканизма Ю.П. Масуренков предлагает считать вулканический центр, понимая под этим совокупность вулканов, объединяемых локализованным в пространстве и устойчивым во времени эндогенным потоком вещества и энергии, генерирующим магму и имеющим структурное воплощение в кольцевом купольно-кальдерном комплексе [35]. Зональности в распределении разных по размерам вулканических аппаратов в пределах вулканических центров не наблюдается.

В кимберлитовых провинциях сходную по геологической сущности генетическую единицу принято называть кимберлитовым полем, под которым, согласно единственному имеющемуся в литературе определению, понимается обособленный участок развития кимберлитов, формировавшихся при близких термодинамических (фациальных) и тектонических условиях в узком (до нескольких десятков миллионов лет) возрастном диапазоне [40].

6

РАЗМЕРЫ ДИАТРЕМ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Исследования возможной связи размеров диатрем и генетических особенностей пород имеют существенное значение для решения широкого круга вопросов, тесно связанных с механизмом и условиями формирования самих диатрем. В предыдущей главе отмечалось существование достаточно четкой зависимости между средними площадями трубок и фациальной принадлежностью кимберлитов каждого отдельно взятого поля: наибольшие размеры диатрем характерны для полей кимберлитов алмазной субфации, средние – для полей совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а минимальные – для полей развития кимберлитов пироповой субфации и пикритовых порфириотов.

Вполне закономерно изменяется средняя величина диатрем, сложенных разнофациальными породами, в пределах каждого поля полифациального ультраосновного вулканизма, т.е. в полях совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, обычно сопровождаемых порфировыми ультраосновными породами пикритовой фации, а также в полях кимберлитов пироповой субфации, неизменно ассоциирующих с комагматичными им пикритовыми породами. Подборка соответствующих материалов по северо-восточной части Центральносибирской провинции приведена в специальной работе [23]. В полях совместного нахождения кимберлитов алмазной и пироповой субфаций средний размер кимберлитовых диатрем ($0,44$ га) в 1,5 раза больше, чем пикритовых и пикрит-порфиритовых трубок ($0,29$ га), а максимальной средней площадью обладают диатремы алмазоносных кимберлитов ($0,67$ га). Примечательно, что в полях рассматриваемой группы по мере убывания доли кимберлитовых, и особенно алмазоносных, трубок намечается тенденция к уменьшению средних размеров кимберлитовых диатрем, включая и алмазоносные. Одновременно происходит возрастание средней площади пикритовых и пикрит-порфиритовых трубок.

В полях кимберлитов пироповой субфации средние размеры кимберлитовых трубок ($0,29$ га), напротив, в 1,5 раза меньше средней площади диатрем, сложенных пикритовыми и пикрит-порфиритовыми породами ($0,47$ га). При этом сохраняется тенденция к сокращению средней площади кимберлитовых диатрем по мере убывания их доли и возрастания относительного числа трубок пикритовых пород. Следует добавить, что минимальные средние размеры на северо-востоке Сибирской платформы имеют диатремы, сложенные монтичеллитовыми и мелилитовыми пикритами [23].

Наряду с термодинамическим режимом формирования к важнейшим особенностям кимберлитов, неразрывно связанным с условиями образования диатрем, относится химический состав этих пород. Правда, из-за того что подавляющее большинство кимберлитовых и комагматичных им порфировых ультраосновных пород пикритовой фации сильно изменено постмагматическими процессами, сопровождавшимися выносом многих важных компонентов, результаты химических анализов, как правило, не отражают первичного содержания окислов кремния, магния, кальция и других элементов. Следовательно, для изучения первичных особенностей химического состава столь сильно измененных пород, являющихся по существу метасоматитами, традиционные методы петрохимического анализа, основанные на учете количественных соотношений всех главнейших элементов, малоэффективны [36 и др.].

В связи с этим было предложено опираться на содержания так называемых показательных элементов, не претерпевших существенного перераспределения или выноса на постмагматической стадии (железо, титан, хром, калий и некоторые другие). Для выявления первичных особенностей химического состава кимберлитов могут быть использованы либо относительные количества главнейших показательных элементов (с по-

следующими оценками значимости их расхождений методами математической статистики), либо вычисленные по содержаниям этих элементов коэффициенты контрастности и степени дифференциации расплавов [36, 39]. Теоретические предпосылки и вывод приближенных выражений для вычисления показателей (коэффициентов) контрастности и степени дифференциации кимберлитовых расплавов приведены в специальной работе автора [39]. В общем виде эти формулы записываются следующим образом:

$$КД_{Ti}^{(n)} = \frac{(I_{K_1} - I_{C_1}) Ti_c}{I_{C_1} (Ti_K - Ti_c)} + \dots + \frac{(I_{K_{n-1}} - I_{C_{n-1}}) Ti_c}{I_{C_{n-1}} (Ti_K - Ti_c)} + 1, \quad (7)$$

где $КД_{Ti}^{(n)}$ — показатель контрастности процесса дифференциации кимберлитовых расплавов, вычисляемый по n элементам (включая титан) при условии, что ассимилятивность титана равна единице (сокращенное название — титановый показатель контрастности по n элементам); $I_{K_1}, \dots, I_{K_{n-1}}$ — содержания отдельных показательных элементов в кимберлитах; $I_{C_1}, \dots, I_{C_{n-1}}$ — содержания тех же показательных элементов в породах субстрата; Ti_K и Ti_c — содержание титана в кимберлитах и субстрате соответственно;

$$СД_{Ti}^{(n)} = \left[\frac{(I_{K_1} - I_{C_1}) Ti_c}{I_{C_1} (Ti_K - Ti_c)} + \dots + \frac{(I_{K_{n-1}} - I_{C_{n-1}}) Ti_c}{I_{C_{n-1}} (Ti_K - Ti_c)} + 1 \right] \cdot \frac{Ti_K}{Ti_c}, \quad (8)$$

где $СД_{Ti}^{(n)}$ — показатель степени дифференциации кимберлитовых расплавов, вычисляемый по n элементам (включая титан) при условии, что ассимилятивность титана равна единице (сокращенное название — титановый показатель дифференциации по n элементам); остальные обозначения те же, что и в формуле (7).

Для вычисления титанового показателя степени дифференциации по пяти важнейшим показательным элементам при гранат-перидотитовой модели вещества верхней мантии [39, 40] формула имеет вид

$$СД_{Ti}^{(5)} = \left[\frac{(Fe_K - 5,50) \cdot 0,036}{5,50 (Ti_K - 0,036)} + \frac{(Al_K - 1,25) \cdot 0,036}{1,25 (Ti_K - 0,036)} + \frac{(K_K - 0,12) \cdot 0,036}{0,12 (Ti_K - 0,036)} + \frac{(Cr - 0,13) \cdot 0,036}{0,13 (Ti_K - 0,036)} + 1 \right] \cdot \frac{Ti_K}{0,036}. \quad (9)$$

Абсолютное значение $СД_{Ti}^{(n)}$, получаемое по формуле (8), зависит от

содержаний I_{ci} , которые определяются принимаемой моделью вещества верхней мантии. И хотя из-за относительного характера показателя СД его абсолютное значение смысловой нагрузки не несет, следует иметь в виду, что сравнение относительных значений СД_{Ti}⁽ⁿ⁾ для кимберлитов отдельных диатрем, полей и провинций правомочно лишь при вычислении их с использованием единой модели субстрата.

Из входящих в приведенные формулы частных показателей контрастности процессов дифференциации кимберлитовых расплавов наибольшей генетической информативностью обладает частный показатель контрастности по железу. Этот показатель, отражая тепловой баланс кинематической дифференциации ультраосновных магм, характеризует, в частности, энергетическую направленность их эволюции [39].

При вычислении показателей контрастности и степени дифференциации кимберлитовых расплавов по пяти важнейшим показательным элементам фактические расчеты выполняются лишь для четырех элементов, поскольку ассимилятивность титана во всех случаях приравнивается единице. Степень конечной концентрации калия в породах обычно определяют по содержанию флогопита, выделяя по этому признаку слюдяные (> 5 % флогопита) и бесслюдяные разновидности кимберлитов. По трем остальным элементам контрастность дифференциации кимберлитовых магм может выражаться положительными и отрицательными значениями.

Одновременно учесть изменчивость трех частных знакопеременных показателей контрастности и выделить на этой основе соответствующие типы дифференциации кимберлитовых расплавов можно различными способами. Наиболее наглядным представляется графический способ, при котором используются восемь равносторонних треугольников. Для компактности чертежа и удобства пользования эти треугольники могут быть размещены в виде развертки октаэдра с показом на них основных и промежуточных типов дифференциации расплавов и соответствующих им петрохимических типов пород (рис. 21).

Средние площади диатрем, породы в которых различаются по значениям коэффициентов КД_{Ti}^{Fe}, СД_{Ti}^(s) и относятся к различным петрохимическим типам, приведены в табл. 5. Анализ этих данных позволяет заключить, что определенной зависимости средних размеров диатрем от показателя КД_{Ti}^{Fe} не устанавливается ни по каждому отдельно взятому полю, ни по всем полям Центральносибирской провинции в целом. Отсутствие корреляции не является неожиданным, если вспомнить, что коэффициент КД_{Ti}^{Fe} несет информацию главным образом об энергетической направленности подкоровой эволюции кимберлитовых магм, а его вклад даже в показатель дифференциации расплавов обычно невелик. Совершенно иначе обстоит дело с характеристиками, отражающими изменчивость состава кимберлитовых расплавов в целом: устанавливается вполне определенная зависимость между показателем СД_{Ti}^(s) кимберлитов, с одной стороны, и средними площадями слагаемых ими диатрем — с другой. Из табл. 5 следует, что в девяти из семнадцати изученных полей наибольшую среднюю площадь имеют диатремы, сложенные умеренно дифференци-

ТАБЛИЦА 5

Средние площади диатрем (га), сложенных различными петрохимическими группами и типами кимберлитовых и пикритовых пород в главнейших полях Центральносибирской провинции

Пetroхимические группы и типы кимберлитовых пород	Поля кимберлитов алмазной субфации			
	Малоботубинское	Мархино-Алакитское (без трубы № 1)	Далдынское	Верхнемунское
Группы пород, выделяемые по относительным значениям показателя КД _{Ti} ⁽⁵⁾ :				
+ (50÷100)	—	—	0,8	0,1
+ (10÷50)	6,3	3,3	0,4	2,4
(-10)÷(+10)	1,1	0,6	4,2	0,1
- (10÷50)	0,6	1,6	1,5	0,4
- (50÷100)	0,7	3,3	0,4	—
показателя СД _{Ti} ⁽⁵⁾ :				
$\frac{<25; 25-62}{63-100; >100}$				
1	5,0; — — ; —	—; 3,1 1,4; —	0,3; 0,4 0,4; —	0,1; — — ; —
1-2	1,0; 0,9 — ; —	0,3; 0,4 — ; —	1,0; 1,2 — ; —	— ; 0,1 — ; —
1-3	—	1,0; — — ; —	0,3; 1,3 — ; —	— ; 1,0 — ; —
1-5	— ; 12,0 — ; —	— ; 0,1 — ; —	—	—
2	0,8; — — ; —	2,4; 0,7 — ; —	1,0; 1,2 — ; —	0,4; — — ; —
2-6	0,7; 0,1 — ; —	— ; 1,4 1,6; —	6,7; 0,2 — ; —	—
2-8	1,4; — — ; —	—	1,4; 0,3 — ; —	0,4; — — ; —
3	—	1,4; 5,8 — ; —	— ; 0,8 — ; —	— ; 1,8 — ; —
3-4	—	— ; 2,0 — ; —	— ; 0,9 — ; —	— ; 3,7 — ; —
3-8	—	— ; 0,1 — ; —	— ; 0,3 — ; —	—
4	—	— ; 6,6 0,1; —	—	4,4; — — ; —
4-7	—	— ; 5,6 — ; —	—	— ; 0,2 — ; —
5	— ; 1,0 — ; —	0,3; 0,7 — ; —	— ; 5,3 — ; —	— ; —
5-6	—	1,4; 3,7 — ; —	—	—
6-7	—	— ; 2,6 — ; —	—	—
7	—	— ; —	—	—
7-8	—	4,4; — — ; —	—	—
8	—	1,3; 0,3 — ; —	— ; 1,0 — ; —	—
Среднее по всем типам пород	1,8; 4,4 — ; —	1,6; 2,4 1,0; —	2,8; 1,1 0,4; —	1,3; 1,4 — ; —

Типы пород (площади диатрем в соответствии со значениями

Петрохимические группы и типы кимберлитовых пород	Поля кимберлитов алмазной и пироповой субфаций							
	Чомурдахское	Омонос-Укукитское	Омонос-Суханское	Лучаканская	Куранахское	Среднекуонамкское	Нижнекуонамкское	Моторчунское
Группы пород, выделяемые по относительным значениям показателя КД Fe:								
+ (50÷100)	0,1	1,0	—	0,5	0,1	0,8	0,4	—
+ (10÷50)	0,6	1,0	0,2	0,7	1,0	0,6	0,6	6,1
(-10)÷(+10)	0,1	0,6	0,3	0,4	—	0,9	0,6	4,2
- (10÷50)	0,9	0,6	—	—	—	—	0,8	—
- (50÷100)	—	1,2	—	—	—	—	—	—
Группы пород, выделяемые по относительным значениям показателя КД Ti:								
1	$\frac{0,1; 0,9}{0,7; 0,1}$	$\frac{-; 0,3}{0,8; 3,1}$	$\frac{-; -}{0,4; -}$	$\frac{-; 0,3}{0,6; 0,2}$	$\frac{-; 1,7}{<0,1; -}$	$\frac{0,2; 0,5}{1,3; 0,2}$	$\frac{1,1; 0,7}{0,3; -}$	$\frac{-; 4,9}{2,6; -}$
1-2	$\frac{-; 0,1}{-; -}$	$\frac{-; 0,6}{0,9; -}$	$\frac{-; 0,3}{-; -}$	$\frac{-; 0,3}{-; -}$	—	$\frac{-; 1,1}{-; -}$	$\frac{1,2; 0,2}{0,3; -}$	$\frac{-; 4,2}{-; -}$
1-3	$\frac{-; 0,1}{-; -}$	$\frac{-; 1,1}{0,1; -}$	$\frac{-; -}{0,1; -}$	$\frac{-; 0,8}{3,2; 0,2}$	$\frac{-; 0,6}{<0,1; -}$	$\frac{0,6; -}{1,4; 0,2}$	$\frac{-; 0,5}{0,6; -}$	—
1-5	—	$\frac{-; 0,6}{-; -}$	—	—	—	$\frac{-; 0,6}{-; -}$	$\frac{0,6; -}{-; -}$	—
2	$\frac{1,4; -}{0,3; -}$	$\frac{1,2; 0,2}{-; -}$	—	—	—	—	$\frac{-; 1,0}{-; -}$	—
2-6	—	—	—	—	—	—	—	—
2-8	—	$\frac{0,9; 1,0}{-; -}$	—	—	—	$\frac{-; 1,2}{-; -}$	—	—
3	—	$\frac{-; -}{0,2; -}$	—	$\frac{-; 0,4}{1,1; -}$	—	—	$\frac{-; 0,9}{-; -}$	—
3-4	—	—	—	—	—	—	—	—
3-8	—	—	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—	—	—
4-7	—	—	—	—	—	—	—	—
5	$\frac{0,5; -}{-; -}$	—	—	—	—	—	—	—
5-6	—	—	—	—	—	—	$\frac{1,0; -}{-; -}$	—
6-7	—	—	—	—	—	—	—	—
7	—	—	—	—	—	—	—	—
7-8	—	—	—	—	—	—	—	—
8	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднее по всем типам пород	$\frac{0,7; 0,4}{0,5; 0,1}$	$\frac{1,1; 0,6}{0,5; 3,1}$	$\frac{-; 0,3}{0,2; -}$	$\frac{-; 0,5}{1,9; 0,2}$	$\frac{-; 1,2}{0,1; -}$	$\frac{0,4; 0,8}{1,4; 0,2}$	$\frac{1,1; 0,7}{0,4; -}$	$\frac{-; 4,6}{2,6; -}$

Типы пород (площади диаграмм даны в соответствии со значениями

$$\text{показателя СД}_{\text{Ti}}: \frac{<25; 25-62}{63-100; >100}$$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 5

Петрохимические группы и типы кимберлитовых пород	Поля кимберлитов пироповой субфации и пикротов					По всем полям (в скобках — по типам пород)	
	Джюкенское	Нижнеуку- китское	Мерчимден- ское	Верхнемоло- динское	Куойкско- Беенчимское		
Группы пород, выделяемые по относительным значениям показателя КД Fe: КД Ti:	+ (50 ÷ 100)	0,5	—	1,5	—	0,1	0,5
	+ (10 ÷ 50)	0,6	0,4	0,6	0,3	0,2	1,5
	(-10) ÷ (+10)	0,4	—	0,2	1,7	0,3	1,0
	- (10 ÷ 50)	0,4	—	—	0,1	1,4	0,8
	- (50 ÷ 100)	—	—	—	—	—	1,4
	$\frac{< 25; 25-62}{> 100}$	$\frac{-; 0,5}{0,2; -}$	$\frac{-; 0,4}{0,4; -}$	$\frac{1,1; 0,5}{0,7; 0,2}$	$\frac{-; 0,4}{0,3; -}$	$\frac{0,1; 0,2}{0,1; -}$	$\frac{1,0; 1,1}{0,7; 0,8} (0,9)$
показателя СД _{Ti} ⁽⁵⁾ : $\frac{< 25; 25-62}{63-100; > 100}$	1	$\frac{-; 0,4}{-; -}$	$\frac{-; 0,4}{-; -}$	$\frac{-; 0,4}{0,1; -}$	$\frac{-; 3,4}{-; -}$	$\frac{0,1; 0,1}{-; -}$	$\frac{0,7; 0,9}{0,4; -} (0,7)$
	1-2	$\frac{-; 0,5}{-; -}$	$\frac{-; 0,4}{-; -}$	$\frac{-; 0,4}{-; -}$	$\frac{-; 0,4}{-; -}$	$\frac{-; 0,1}{-; -}$	$\frac{0,6; 0,6}{0,8; 0,2} (0,6)$
	1-3	$\frac{-; 0,7}{-; -}$	$\frac{-; 0,4}{0,2; -}$	$\frac{-; 0,5}{-; -}$	$\frac{-; 0,1}{-; -}$	$\frac{-; 0,1}{-; -}$	$\frac{0,7; 2,4}{-; -} (1,5)$
	1-5	$\frac{0,3; 0,4}{-; -}$	$\frac{-; -}{-; -}$	$\frac{1,3; -}{-; -}$	$\frac{0,1; 0,1}{-; -}$	$\frac{-; -}{-; -}$	$\frac{3,9; -}{-; -} (0,8)$
	2	$\frac{-; 0,3}{-; -}$	$\frac{-; -}{-; -}$	$\frac{-; -}{-; -}$	$\frac{-; 0,1}{-; -}$	$\frac{-; -}{-; -}$	$\frac{3,7; 0,5}{1,6; -} (1,9)$
	2-6	—	—	—	—	$\frac{-; 0,3}{-; -}$	$\frac{1,3; 0,8}{-; -} (1,0)$
	2-8	—	—	—	—	—	$\frac{0,8; 1,6}{0,6; -} (1,0)$
	3	—	—	—	—	$\frac{0,2; 0,4}{-; -}$	$\frac{-; 2,2}{-; -} (2,2)$
	3-4	—	—	—	—	—	$\frac{1,6; -}{-; -} (0,9)$
	3-8	—	—	—	—	$\frac{4,4; 6,6}{-; -}$	$\frac{0,1; -}{0,1; -} (3,7)$
	4	—	—	—	—	—	$\frac{0,3; -}{-; -} (0,3)$
	4-7	—	—	—	—	$\frac{0,3; 0,1}{0,7; -}$	$\frac{0,4; 1,7}{0,7; -} (0,9)$
	5	—	—	—	—	$\frac{0,2; -}{-; -}$	$\frac{0,4; 2,0}{-; -} (1,2)$
	5-6	—	—	$\frac{-; 0,1}{-; -}$	$\frac{0,2; -}{-; -}$	$\frac{1,4; 3,7}{-; -}$	$\frac{-; 3,6}{-; -} (2,6)$
	6-7	—	—	—	—	—	$\frac{4,4; -}{-; -} (4,4)$
	7	—	—	—	—	—	$\frac{1,3; 0,6}{-; -} (1,0)$
	7-8	—	—	—	—	—	
	8	—	—	—	—	—	
Среднее по всем типам пород		$\frac{0,3; 0,5}{0,2; -}$	$\frac{-; 0,4}{0,3; -}$	$\frac{1,2; 0,3}{0,4; 0,2}$	$\frac{0,2; 1,0}{0,3; -}$	$\frac{0,8; 0,2}{0,4; -}$	$\frac{1,0; 1,2}{0,7; 0,8} (1,0)$

Типы пород (площади диаграм даны в соответствии со значениями

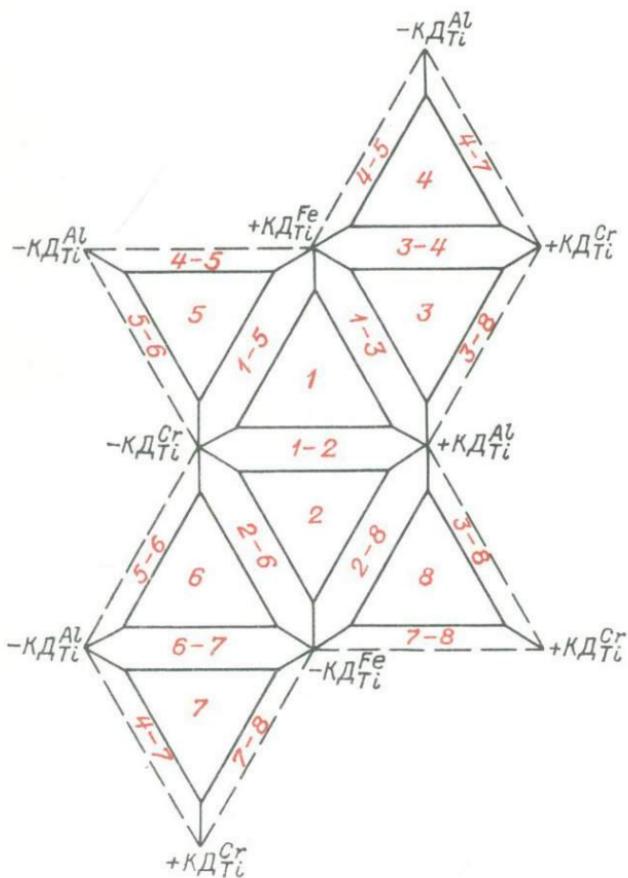


Рис. 21. Основные и промежуточные типы дифференциации кимберлитовых магм и соответствующие им петрохимические типы пород, выделяемые с учетом относительных значений показателей контрастности этого процесса по железу, хрому и алюминию.

рованными породами ($\text{СД} = 25 \div 62$), в пяти полях — диатремы мало дифференцированных кимберлитов ($\text{СД} < 25$), в двух полях — диатремы кимберлитов с повышенной степенью дифференциации ($\text{СД} = 63 \div 100$) и лишь в одном поле — диатремы с резкой дифференциацией кимберлитов ($\text{СД} > 100$).

Близкая картина наблюдается и при анализе средних размеров диатрем, выполненных кимберлитами разных петрохимических типов: площадь трубок не обнаруживает определенной зависимости от типов пород, но среди трубок, сложенных кимберлитами одного типа, наибольшими размерами, как правило, обладают диатремы умеренно и мало дифференцированных кимберлитов. Анализируя приведенный в табл. 5 цифровой

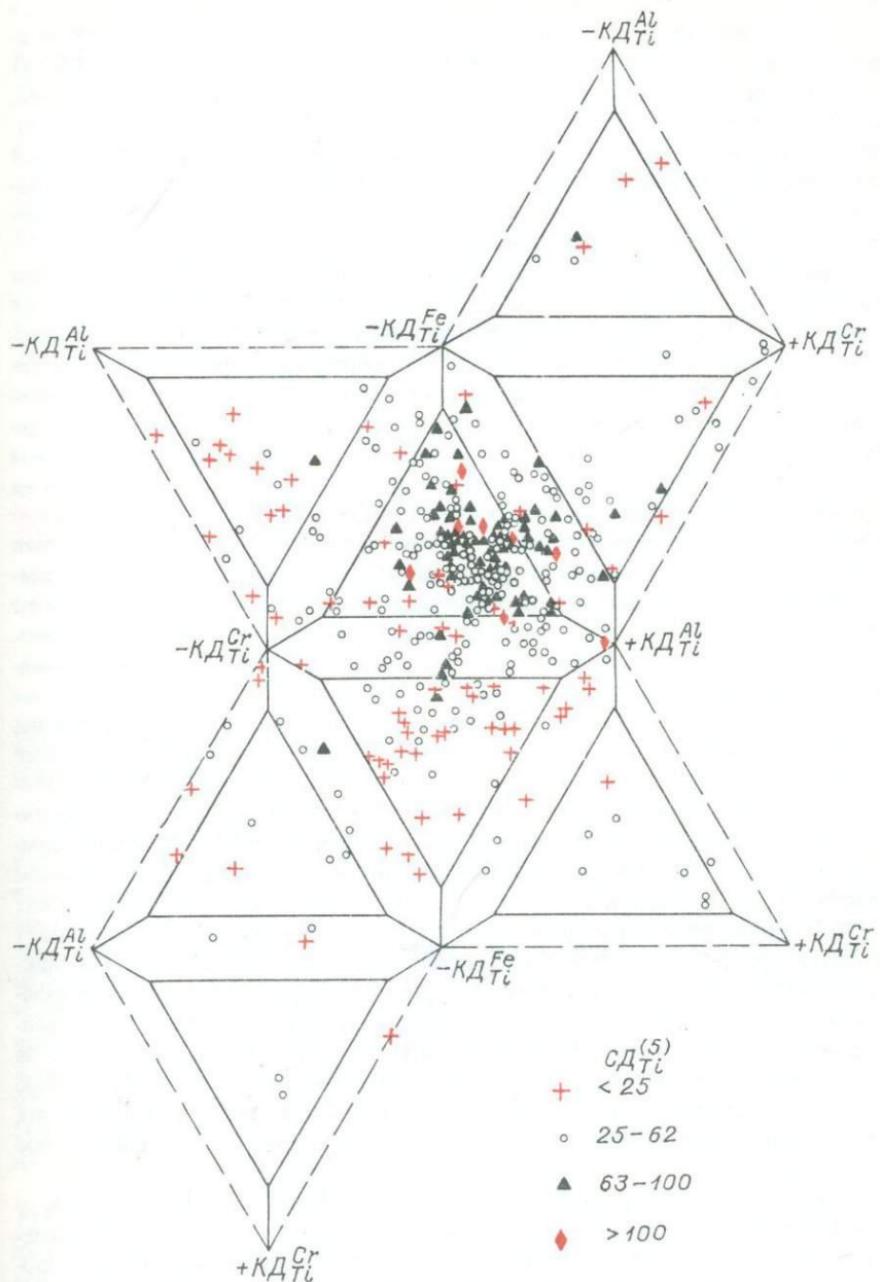


Рис. 22. Распространенность различных петрохимических типов пород, выполняющих трубы взрыва в 17 главнейших полях Центральносибирской кимберлитовой провинции.

материал, следует принимать во внимание разную представительность исходных данных и вытекающую отсюда опасность установления ложных корреляций. Так, наибольшие (2,2–4,4 га) и наименьшие (0,3 га) площади диатрем получены для пород редких петрохимических типов, которые встречены лишь в одной или в нескольких трубках (рис. 22). Разброс их размеров относительно площадей (0,6–1,5 га), вычисленных как средние арифметические из гораздо более многочисленных выборок, неизбежен и, естественно, не позволяет говорить о каких-либо геологических причинах таких отклонений.

Прослеживая изменчивость размеров диатрем, сложенных породами единого петрохимического типа, следует принимать во внимание тот факт, что хотя в 17 главнейших кимберлитовых полях Центральносибирской провинции породы относятся к 18 основным и промежуточным типам, кимберлиты четырех типов представлены лишь равно дифференцированными разновидностями. Среди кимберлитов каждого из 14 остальных петрохимических типов наибольшую среднюю площадь диатрем чаще других (восемь) имеют умеренно дифференцированные, реже (пять) – слабо дифференцированные и лишь в одном типе (тип 1-3) – повышенно дифференцированные разновидности пород. Выявленная зависимость средней площади диатрем от степени дифференциации кимберлитов как в пределах отдельно взятого поля, так и среди пород одного петрохимического типа из разных полей, по-видимому, вполне закономерна, поскольку благодаря большому числу объектов элементы случайности практически сведены к нулю.

Тот факт, что степень описанности 17 изученных полей различна и что на первых этапах поисков выявляются преимущественно крупные и средние диатремы, а в дальнейшем удается находить трубки, как правило, небольших размеров, не может быть причиной наблюдаемой корреляции между средней площадью диатрем и степенью дифференциации кимберлитов. Три детально описаных поля по указанным признакам относятся не к единой, только их содержащей группе, а принадлежат к двум наиболее распространенным группам, одна из которых включает девять и другая пять полей. Самая многочисленная группа полей, где максимальной средней площадью характеризуются трубки умеренно дифференцированных кимберлитов, включает лишь два детально описаных поля (Малоботубинское и Мархино-Алакитское). В следующую за ней по распространенности группу полей, отличительной особенностью которых является малая дифференциация кимберлитов в наибольших по средней площади диатремах, входит только одно детально изученное поле (Далдынское).

Отсутствие существенного повышения средней площади трубок у кимберлитов какого-либо одного или двух-трех из 18 основных и промежуточных петрохимических типов в 17 полях Центральносибирской провинции позволяет заключить, что изменчивость состава пород по четырем важнейшим показательным элементам не оказывала заметного влияния на процессы формирования диатрем. Совершенно очевидно, что данный вывод не является неожиданным, поскольку ход дифференциации ким-

берлитовых магм по титану, железу, хрому и алюминию, равно как относительное обогащение или обеднение ими расплавов, вряд ли могли в ощутимых масштабах отразиться на интенсивности (напряженности) вулканических процессов.

Значительно более тесную связь масштабы вулканализма должны иметь с показателем общей степени дифференциации кимберлитов, который учитывает не только контрастность дифференциации, но и количество переработанных магмой пород субстрата. В ходе этого процесса, протекающего по механизму зонной плавки, кимберлитовая магма теряет тугоплавкие компоненты и накапливает легкоплавкие, в первую очередь — летучие [39], роль которых при вулканических процессах широко известна. Применительно к образованию кимберлитовых и других диатрем этот вопрос детально рассмотрен в III части монографии.

7

ХРОНОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТООБРАЗОВАНИЯ

Возраст кимберлитов и способы его определения

Анализ материалов по всем областям проявления кимберлитового вулканализма показал, что образование наиболее изученных кимберлитовых провинций полнозонального типа охватывает эпохи, продолжительность каждой из которых составляет около 250 млн. лет. Длительность эпохи формирования отдельно взятой провинции определялась по разнице возрастов кимберлитов в центре и на периферии провинции [40]. В основе таких оценок обычно лежат геологические данные о возрасте вмещающих и перекрывающих кимберлиты горных пород. Итоги радиологических датировок кимберлитов калий-argonовым методом во всех без исключения случаях существенно завышены по сравнению с геологическими данными о времени образования пород. Причины этих расхождений обсуждались в специальной работе автора [38].

Попытки установления возраста кимберлитов по трекам в цирконах [25] привели к результатам, весьма сомнительным с геологических позиций. С. Лакатос и Д.С. Миллер [90] проанализировали погрешности датировки горных пород и минералов методом треков на примере мусковита. В качестве главнейших причин погрешностей, которые, очевидно, имеют место и при использовании циркона, названы: а) неравномерное распределение урана в минерале; б) изменение концентрации урана за время

существования минерала; в) режим отжига треков; г) неполное выявление частично отожженных треков. В статье приведены результаты экспериментального изучения эффекта двух последних факторов. В итоге обсуждения комбинированного влияния всех перечисленных факторов на получаемые результаты делается вывод о том, что к возрасту, определяемому методом треков, следует относиться осторожно.

Зерна циркона в кимберлитах были использованы для датировки внедрения этих пород также с помощью уран-свинцового метода [12]. Авторами статьи подчеркивается высокая надежность таких определений возраста и метод рекомендуется для широкого внедрения в практику геологоразведочных работ с целью правильной ориентации поисков алмазных месторождений. Однако при внимательном просмотре статьи возникает целый ряд вопросов, до получения ответов на которые трудно разделить оптимизм авторов и согласиться с их выводами. Учитывая важность разработки надежных массовых методов определения возраста кимберлитов как для познания геологии алмазных месторождений, так и для затрагиваемых в нашей работе проблем, коснемся некоторых не вполне аргументированных положений, содержащихся в указанной статье. Такое обсуждение может помочь авторам усилить аргументацию или несколько модифицировать свои представления, что будет способствовать повышению надежности предлагаемого ими метода и большей убедительности основанных на нем геологических построений.

Теоретической основой определения возраста кимберлитов по результатам уран-свинцовых датировок цирконов служит предположение, что весь возникший при распаде урана свинец в ходе магматической стадии ($> 1000^{\circ}\text{C}$) дифундировал из кристаллов, а устанавливаемое анализами количество свинца накопилось в цирконе после остывания кимберлитов. Противоположное по смыслу предположение — о сохранении в цирконе всего или значительной части радиогенного свинца — сводило бы на нет саму идею использовать определяемое содержание свинца для датировки кимберлитов, поскольку зерна этого минерала, вероятно, захвачены кимберлитовой магмой из глубинных (мантийных?) пород.

Допущение о полной диффузии свинца из циркона при температуре порядка 1000°C устраняет отмеченные теоретические затруднения, но в свою очередь вызывает ряд серьезных вопросов. Говоря о диффузии свинца из циркона, авторы подразумевают наличие существенного различия концентрации этого элемента в цирконах и вмещающем кимберлите, поскольку диффузия — проникновение одного вещества в другое вследствие теплового движения частиц — происходит, как известно, от участков повышенной к участкам пониженной его концентрации и приводит к равномерному распределению вещества по всему объему системы (к выравниванию химического потенциала системы). В конечном счете существенно не диффузионное движение частиц как таковое, а обеспечиваемое им выравнивание концентрации в первоначально неоднородной среде. При этом процессе из мест высокой концентрации уходит больше частиц, чем из участков меньшей концентрации. Через единичную площадку в неоднородной среде за единицу времени следует безвозвратный

поток вещества в сторону меньшей концентрации – диффузионный поток.

Диффузионный поток, согласно закону Фика, прямо пропорционален градиенту концентрации и коэффициенту диффузии, возрастающему при повышении температуры и убывающему при увеличении относительной молекулярной массы вещества. При градиенте концентрации равном нулю интенсивность диффузионного потока также равна нулю при любых, даже самых высоких температурах. Содержание свинца в кимберлитах составляет от 6 до 43 г/т [4]. В двух случаях (трубка "Амакинская" и одна пробы из трубки "Интернациональная") отмечались аномально высокие содержания свинца (430 и 1000 г/т соответственно), которые коррелируются с повышенным содержанием цинка и, по всей вероятности, связаны с гидротермальной минерализацией [16].

В работе Г.Л. Дэвиса и др. [12] не приводятся, к сожалению, данные о валовом содержании свинца и отдельных изотопов этого элемента в низкоуранных цирконах. Правда, в статье есть указание (с. 176), "... что вследствие очень малых содержаний ^{207}Pb в низкоуранных цирконах наилучшая воспроизводимость результатов с наименьшей аналитической ошибкой получается для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ". Отсюда можно заключить, что и общее содержание свинца в таких цирконах достаточно мало и не имеет, по-видимому, резких отличий от концентрации этого элемента в кимберлитах. Следует иметь в виду, что содержание свинца в этих цирконах в палеозое и мезозое было меньше современного, так как к настоящему времени его количество существенно возросло в результате распада урана.

Изложенное позволяет сделать два важных вывода. Во-первых, на магматической стадии формирования кимберлитов (при $T \geq 1000^\circ\text{C}$) градиент концентрации свинца между цирконами и вмещающими их кимберлитами в ряде случаев был близок к нулю, откуда, по закону Фика, и диффузионный поток свинца между ними также был близок к нулю. Во-вторых, и это особенно важно, концентрация свинца в цирконах не могла опуститься ниже его содержания в окружающих породах, поскольку диффузия приводит к равномерному распределению вещества во всем объеме системы.

Таким образом, допущение о полной диффузии свинца из циркона в кимберлитах при температурах $\geq 1000^\circ\text{C}$ противоречит законам физики и, безусловно, является ошибочным. Отсюда следует, что наблюдаемое в цирконах как общее содержание свинца, так и содержание изотопа ^{206}Pb выше, чем количество радиогенного свинца, образовавшегося за период от внедрения кимберлитов до наших дней. Значит, получаемый по соотношению изотопов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отрезок времени не может отождествляться с возрастом кимберлитов. Вычисленное время могло бы быть приравнено к возрасту изучаемых цирконов, если бы удалось доказать принадлежность этого минерала к интратектуральным или плутоническим порфировым вкрапленникам кимберлитов.

Если же все содержащиеся в кимберлитах цирконы, включая и низкоуранные разновидности этого минерала, захвачены кимберлитовой магмой из пород кристаллического фундамента и верхней мантии, что соответствует представлениям Н.В. Соболева [66], то результаты пересчетов

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ к возрасту даже самих цирконов имеют весьма отдаленное отношение. И действительно, цирконы из древнейших (заведомо "до-кимберлитовых") пород верхней мантии должны были иметь сравнительно высокое содержание радиогенного свинца, избыток которого по сравнению с его концентрацией в захвативших циркон кимберлитовых магмах неизбежно диффундировал. Важнейшим результатом таких процессов в интересующем нас аспекте являлось выравнивание концентрации свинца во всех обломочных зернах циркона и в захватившей их магме.

Вследствие этого вычисленный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ "возраст" низкоурановых цирконов в любой отдельно взятой трубке будет иметь сравнительно небольшой разброс. Близкие цифры должны получаться также для низкоурановых цирконов из кимберлитов, мало различающихся по общему содержанию свинца и времени внедрения. В общем случае следует ожидать, что получаемый по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ "возраст" низкоурановых цирконов при прочих равных условиях будет более древним в обогащенных свинцом разновидностях кимберлитов.

Из числа факторов, трудно учитываемых, но оказывающих, вероятно, ощущимое влияние на значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, можно назвать скорость подъема кимберлитовых магм из подкоровых глубин к земной поверхности. При достаточно быстром подъеме и остывании расплава химические потенциалы свинца в зернах циркона и захватившей их магме не всегда успевали сравняться, и оставшийся в цирконе избыток ^{206}Pb еще больше искажает результаты.

Таким образом, генезис низкоурановых цирконов в кимберлитах имеет решающее значение для обоснованной геологической интерпретации наблюдаемого соотношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Это не позволяет согласиться с утверждением авторов цитированной статьи, что погрешность проведенных ими определений возраста кимберлитов составляет ± 2 млн. лет. Правильнее говорить о высокой чувствительности использованного ими аналитического метода обнаружения урана (до 0,2 г/т). Получаемая же с высокой точностью величина $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ не имеет пока строгой геологической привязки.

Некоторые исследователи считают, что в соответствии с гипотезой Дирака об изменении гравитационной постоянной пропорционально возрасту Вселенной скорость радиоактивного распада также должна меняться со временем. Если это так, то все основанные на радиологии определения возраста весьма далеки от действительной продолжительности и от абсолютной датировки геологических процессов и событий.

Общегеологические данные позволяют определять возраст некоторой (обычно небольшой) части слагающих провинции кимберлитовых полей. Установливаемый при этом диапазон достигает десятков миллионов лет. Так, формирование кимберлитов Мархино-Алакитского поля относится к интервалу от среднего девона до раннего карбона включительно; внедрение кимберлитов Моторчунского поля произошло между ранним триасом и началом юры. Какие-либо данные о столь длительном (десятки миллионов лет) непрерывном протекании вулканических процессов в границах отдельно взятого поля отсутствуют. Вместе с тем исключается и

одноактное извержение ультраосновных магм даже на ограниченных (в среднем 1000 км²) территориях, которые выделяются по комплексу признаков в качестве самостоятельных кимберлитовых полей.

Имеющиеся (пока, к сожалению, немногочисленные) данные позволяют заключить, что период между начальным и заключительным этапами вулканических процессов при формировании кимберлитового поля измерялся, по всей вероятности, многими миллионами лет. О значительных интервалах времени между внедрениями последовательных порций кимберлитовой магмы свидетельствуют наблюдения над различными генерациями пород в сложно построенных диатремах. Установлено, что относительно более молодые кимберлиты прорывали затвердевшие и подвергшиеся интенсивному автометаморфизму ранние генерации этих пород. Вывод о значительном разрыве во времени формирования отдельных генераций кимберлитов в телах сложного строения вполне согласуется и с результатами палеомагнитного анализа: в некоторых диатремах различные генерации кимберлитовых пород обладают намагниченностью противоположного знака, что свидетельствует о существенных (0,25 – 10 млн. лет) различиях во времени их образования. Итак, процесс формирования кимберлитового поля складывается из большого числа существенно разорванных во времени вспышек ультраосновного магматизма, в ходе которых отдельные порции магмы образовывали самостоятельные трубы и дайки или прорывали ранее возникшие диатремы, превращая их в тела сложного строения.

Методы, которые позволили бы установить общую последовательность внедрения кимберлитовых пород, слагающих различные диатремы в пределах единого поля, в известной автору литературе не упоминаются. Радиологические способы датировки для этой цели совершенно неприменимы, поскольку их погрешности (десятки и сотни миллионов лет) намного превышают ожидаемые различия интересующих нас величин. Надежно устанавливаемая последовательность образования различных генераций кимберлитовых пород в каждой трубке сложного строения не может быть использована для оценки относительного возраста пород даже смежных тел. Безрезультатным оказывается и привлечение данных по намагниченности кимберлитов.

Петрохимические особенности и последовательность извержения кимберлитов

Принимая тезис о возникновении трубок взрыва и даек каждого кимберлитового поля в ходе длительного развития ультраосновного магматизма на соответствующем участке территории, логично предположить, что состав последовательно внедрявшихся порций магмы не оставался постоянным. Существенные различия текстуры и структуры, окраски и других физических свойств, минералогического и химического состава наблюдаются у различных генераций кимберлитовых пород во всех без

исключения сложно построенных диатремах. Геолого-структурные соотношения между породами различных текстурно-генетических групп в хорошо изученных трубках взрыва определено свидетельствуют, что формирование их обычно протекало в такой последовательности: туфобрекции — эруптивные брекчи — массивные разновидности кимберлитов или пикритов.

При анализе петрохимических особенностей целесообразно опираться на показатели контрастности и степени дифференциации расплавов. Наиболее информативным в интересующем нас аспекте должен быть признан коэффициент KD_{Ti}^{Fe} , который наиболее тесно связан с энергетикой зарождения и эволюции соответствующих порций магмы, а следовательно, с режимом и временем их возникновения при подкоровых процессах в эпохи кимберлитового вулканизма. В табл. 6 приведены важнейшие петрологические данные о последовательных генерациях кимберлитовых пород из наиболее изученных диатрем Якутии. Уже при беглом просмотре этих данных устанавливаются вполне четкие различия разновременных пород одной и той же диатремы. Обращает на себя внимание тот факт, что если ранние генерации пород в большинстве диатрем представлены, как правило, эруптивными брекчиями или туфобрекчиями, то среди поздних генераций определенно преобладают массивные разновидности кимберлитов. Встречаются трубки, обе генерации пород в которых представлены брекчевыми ("Фестивальная", "Подснежная", "Январская") или, что значительно реже, массивными ("Ан. 135/63") разновидностями. Обратных соотношений (т.е. первая генерация — массивные породы, а вторая — брекчевые) не наблюдалось.

У последовательных генераций пород, относящихся к разным группам по контрастности процесса дифференциации, параметр $CD_{Ti}^{(s)}$ может быть разным, хотя намечается тенденция к возрастанию этого показателя у относительно более поздних генераций. Если же обе генерации породы в диатреме относятся к единой группе по KD_{Ti}^{Fe} , то породы ранних генераций характеризуются относительно меньшими значениями $CD_{Ti}^{(s)}$ ("Дальнняя", "Чомур", "Сенкю-Северная" и др.) или не обнаруживают существенных (свыше $\pm 20\%$) расхождений с более молодыми породами.

Значительно более четкие зависимости, определенно имеющие характер закономерности, наблюдаются между относительным возрастом кимберлитовых пород и показателем KD_{Ti}^{Fe} . Породы ранней генерации во всех без исключения случаях обладают меньшим значением KD_{Ti}^{Fe} по сравнению с породами позднейшей генерации, время внедрения которых надежно устанавливается по геологическим наблюдениям. Нередко различия KD_{Ti}^{Fe} у пород одной трубки настолько велики, что с несомненностью свидетельствуют о существенных различиях типа дифференциации материнских расплавов ("Удачная", "Геофизическая", "Молодежная" и др.). Однако даже в тех случаях, когда обе генерации породы относятся к единому типу дифференциации, показатель KD_{Ti}^{Fe} у относительно более поздней генерации заметно больше, чем у более ранней, залегающей в пределах той же трубки ("Дальнняя", "Чомур", "Подснежная" и др.).

В графической форме указанные тенденции и закономерности представлены на рис. 23. В его верхней части даны схемы структурных соот-

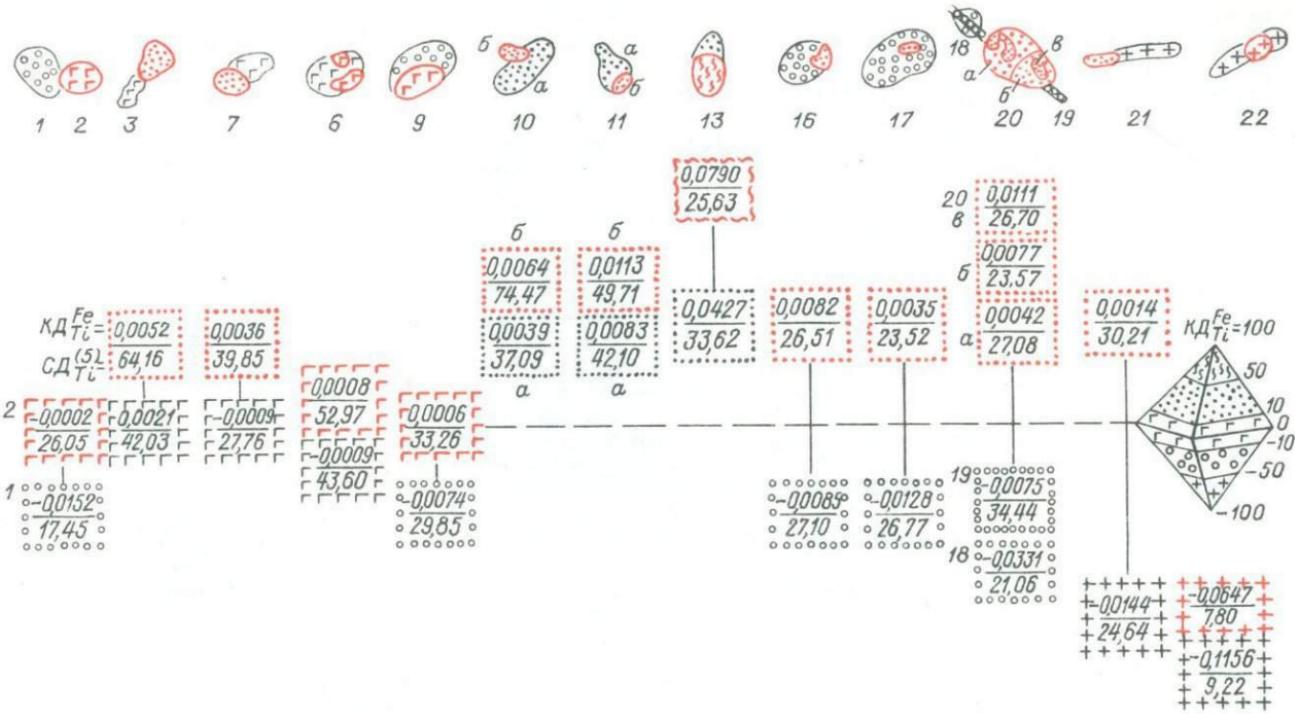


Рис. 23. Схема возрастных соотношений (по геологическим данным) и петрохимических особенностей различных генераций кимберлитовых пород в некоторых сложно построенных диатремах Центральносибирской провинции.

Размещение прямоугольных ячеек относительно нулевой (штриховой) линии отражает корреляцию между показателем ГД_{Ti}^{Fe} и относительным возрастом пород (см. табл. 6).

ТАБЛИЦА 6

Петрологические особенности различных генераций кимберлитовых пород в некоторых сложно построенных диатремах Якутии

№ п.п. (см. рис. 23)	Диатремы	Генерация породы (см. табл. 7, рис. 7, 23)	Породы	Тип диффе- ренциации (см. рис. 21)	KD_{Ti}^{Fe}	$Cd_{Ti}^{(s)}$
1	"Удачная-Запад- ная"	1	Эруптивная брекчия слюдяного микролитового кимберлита	2-6	-0,0152	17,45
2	"Удачная-Восточ- ная"	2	Бесслюдянй безмикролитовый кимберлит	5-6	-0,0002	26,05
3	"Аэрогеологиче- ская"	1	Эруптивная брекчия слюдяного безмикролитово- го кимберлита	1-2	0,0021	42,03
		2	Эруптивная брекчия бесследяного безмикролито- вого кимберлита	1	0,0052	64,16
4	"Искорка"	1	Эруптивная брекчия бесследяного микролитового кимберлита	2-6	-0,0036	73,35
		2	Бесслюдянй микролитовый кимберлит	1	0,0125	64,52
5	"Флогопитовая"	1	Эруптивная брекчия слюдяного безмикролитово- го кимберлита	5-6	-0,0001	50,05
		2	Слюдяной безмикролитовый кимберлит	1	0,0073	73,62
6	"Дальняя"	1	Эруптивная брекчия слюдяного безмикролитово- го кимберлита	1-2	-0,0009	43,60
		2	Бесслюдянй безмикролитовый кимберлит	1-2	0,0008	52,97
7	"Сибирская"	1	Эруптивная брекчия бесследяного безмикролито- вого кимберлита	1-2	-0,0009	27,76
		2	Бесслюдянй безмикролитовый кимберлит	3	0,0036	39,85
8	"Ан. 48"	1	Туфобрекчия слюдяного безмикролитового ким- берлита	1-2	-0,0023	67,95
		2	Туфобрекчия слюдяного микролитового кимber- лита	1-2	0,0003	61,64
9	"Фестивальная"	1	Эруптивная брекчия бесследяного микролитового кимберлита	6	-0,0074	29,85
		2	Эруптивная брекчия бесследяного безмикролито- вого кимберлита	5-6	0,0006	33,26
10	"Чомур"	1	Эруптивная брекчия слюдяного безмикролитового кимберлита	1	0,0039	37,09
		2	Слюдяной микролитовый кимберлит	1	0,0064	74,47
11	"Куранахская"	1	Слюдяной безмикролитовый кимберлит	1-3	0,0083	42,10
		2	Слюдяной микролитовый кимберлит	1-3	0,0113	49,71
12	"Университетская"	1	Эруптивная брекчия слюдяного безмикролитового кимберлита	1-3	0,0102	29,33
		2	Слюдяной микролитовый кимберлит	1	0,0103	38,03
13	"Ан. 135/63"	1	Слюдяной безмикролитовый пикритовый порфирит	1	0,0427	33,62
		2	Монтичеллитовый пикрит	1-5	0,0790	25,63
14	"Сенкю-Северная"	1	Туфобрекчия слюдяного безмикролитового ким- берлита	1-3	0,0049	43,32
		2	Слюдяной безмикролитовый кимберлит	1-3	0,0105	60,68
15	"Подснежная"	1	Эруптивная брекчия слюдяного микролитового кимберлита	1	0,0221	21,41
		2	Эруптивная брекчия бесследяного микролитового кимберлита	1	0,0376	16,16
16	"Геофизическая"	1	Эруптивная брекчия бесследяного безмикролито- вого кимберлита	2	-0,0085	27,10
		2	Бесследяной безмикролитовый кимберлит	1	0,0082	26,51
17	"Молодежная"	1	Эруптивная брекчия бесследяного безмикролито- вого кимберлита	2	-0,0128	26,77
		2	Бесследяной микролитовый кимберлит	4	0,0035	23,52
18	"Спутник"	1	Эруптивная брекчия слюдяного безмикролитового кимберлита	2	-0,0331	21,06
19	Дайка между трубками "Спутник" и "Мир"	2	Слюдяной безмикролитовый кимберлит	6	-0,0075	34,44
20	"Мир"	3	Эруптивная брекчия бесследяного безмикролито- вого кимберлита	1-5	0,0042	27,08
		4	То же	1-5	0,0077	23,57
		5	Бесследяной безмикролитовый кимберлит	5	0,0111	26,70
21	"Снежинка"	1	Эруптивная брекчия слюдяного безмикролитового кимберлита	7-8	-0,0144	24,64
		2	Слюдяной безмикролитовый кимберлит	3-4	0,0014	30,21
22	"Январская"	1	Туфобрекчия слюдяного безмикролитового кимберлита	2	-0,1156	9,22
		2	Эруптивная брекчия бесследяного безмикролито- вого кимберлита	6-7	-0,0647	7,80

ТАБЛИЦА 7

Петрологические особенности различных генераций кимберлитовых пород, наблюдая "Удачная-Восточная" (см. рис. 7)

Этапы внедрения	Породы	Число химических анализов	Содержание, вес. %				
			Fe	Ti	Al	K	Cr
1	Кимберлитовая брекчия	89	4,35	0,53	1,26	0,50	0,075
2	Кимберлитовая брекчия	14	4,26	0,57	1,37	0,61	0,075
3	Массивный кимберлит (жилы)	9	4,02	0,76	1,47	0,59	0,082
							"Удачная-
1 (4)	Автолитовая кимберлитовая брекчия	14	4,89	0,74	1,18	0,89	0,062
2 (5)	Кимберлитовая брекчия	32	5,48	0,87	1,07	0,41	0,068
3 (6)	Кимберлит	5	5,33	0,99	0,99	0,48	0,062
4 (6)	Кимберлитовая брекчия	13	6,12	0,91	1,05	0,81	0,068
							"Удачная-

ношений между различными генерациями пород в отдельных диатремах; справа помещен "ключ", имеющий вид октаэдра, развертка которого показана на рис. 21. Верхняя и нижняя вершины октаэдра соответствуют 100 % положительных и отрицательных значений KD_{Ti}^{Fe} , а на горизонтальной плоскости, проходящей через четыре другие вершины ($\pm KD_{Ti}^{Cr}$ и $\pm KD_{Ti}^{Al}$), значения этого показателя равны нулю. Для большей наглядности и повышения детальности расчленения пород по KD_{Ti}^{Fe} на "ключе" кроме зоны $\pm 10\%$ выделены также зоны положительных и отрицательных значений этого показателя, превышающие 50 %.

Зависимость между KD_{Ti}^{Fe} , $CD_{Ti}^{(s)}$ и относительным временем образования различных генераций кимберлитовых пород проявляется, естественно, не только в плане — на современном уровне эрозионного среза, но и на глубине многих сотен метров. Хорошим примером могут служить две сопряженные трубки: "Удачная-Западная" и "Удачная-Восточная" (см. рис. 21, 23, табл. 6, 7). На основе четких структурных соотношений кимберлитов в этих трубках надежно устанавливается последовательность формирования каждой из них, а сопряженность жерл и петрологические особенности пород позволяют рассматривать обе диатремы как единое сложно построенное тело и оценивать относительный возраст всех семи генераций кимберлита совместно (см. табл. 7). Результаты этих исследований полностью согласуются с зависимостью между относительным временем образования и показателями KD_{Ti}^{Fe} и $CD_{Ti}^{(s)}$ кимберлитовых пород, установленной на других примерах (см. рис. 23, табл. 6).

Запаздывание кимберлитовых расплавов с повышенными значениями

Частные показатели контрастности дифференциации				$KD^{(s)}_{Ti}$	$CD^{(s)}_{Ti}$	Тип дифференциации
KD^{Fe}_{Ti}	KD^{Al}_{Ti}	KD^K_{Ti}	KD^{Cr}_{Ti}			
Западная"						
-0,0152	0,0006	0,2308	-0,0308	1,1854	17,45	2-6
-0,0152	0,0065	0,2753	-0,0249	1,2417	19,66	2
-0,0134	0,0088	0,1948	-0,0184	1,1718	24,74	2
Восточная"						
-0,0057	-0,0029	0,3281	-0,0269	1,2926	26,58	2-6
-0,0002	-0,0062	0,1044	-0,0204	1,0776	26,06	5-6
-0,0012	-0,0078	0,1132	-0,0199	1,0843	29,82	5-6
0,0046	-0,0066	0,2712	-0,0195	1,2497	31,59	1

показателей контрастности и степени дифференциации и последующее застывание их преимущественно в виде массивных разновидностей пород не только находят свое объяснение, но и должны рассматриваться как неизбежное следствие процессов, модель которых была предложена в итоге всестороннего анализа физико-химических условий образования кимберлитов [39]. Согласно этой модели очаги кимберлитовой магмы возникали в различных частях восходящих конвективных потоков вещества верхней мантии при существенно изменяющихся термодинамических параметрах. Изменчивость термодинамического режима зарождения и подкоровой эволюции кимберлитовых расплавов обусловливается неравномерной степенью нагрева вещества верхней мантии во внутренних и периферийных зонах конвективных потоков. Во внутренних зонах, где температура субстрата максимальная, плавление начинается при существенно более высоком давлении и, следовательно, на больших глубинах, чем в краевых частях восходящего потока.

Магматические очаги поднимаются к подножию земной коры не только благодаря восходящему течению вмещающего их субстрата, но также и в результате автономного движения по механизму зонной плавки. Наибольшей скоростью течения обладают центральные части конвективных потоков, где вследствие повышенной температуры субстрат отличается наименьшей вязкостью. Повышенная температура окружающего материнские очаги субстрата активизирует процессы зонного плавления, которые не требуют в этих условиях больших энергетических затрат и протекают поэтому с минимальной контрастностью по железу, что приводит в

итоге к относительно невысокой общей дифференциации расплавов. Кимберлитовые магмы таких очагов раньше других достигают подошвы земной коры, а при благоприятных тектонических условиях — и ее верхних горизонтов, где они формируют преимущественно крупные трубы взрыва, заполненные туфобрекчиями или эруптивными брекчиями.

Таким образом, установлены и получили теоретическое объяснение определенные зависимости между особенностями химического состава и относительным возрастом кимберлитов. Начало кимберлитового вулканизма в каждом поле знаменуется формированием наименее дифференцированных кимберлитов с резко выраженной отрицательной контрастностью дифференциации по железу. В дальнейшем возникают разновидности кимберлитовых пород, показатель KD_{Ti}^{Fe} которых постепенно изменяется от небольших отрицательных через близкие к нулю до высоких положительных значений. При равных значениях KD_{Ti}^{Fe} среди пород одного петрохимического типа самыми поздними являются, по всей вероятности, наиболее дифференцированные из них, т.е. разновидности с максимальным показателем СД_{Ti}⁽⁵⁾.

8

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВ

Главнейшие региональные закономерности размещения кимберлитов

Кимберлиты обнаружены на большинстве древних платформ. Проявления кимберлитового вулканизма, по всей вероятности, есть и в пределах тех кратонов, где коренные источники алмазов пока не найдены. Все имеющиеся к настоящему времени фактические данные и теоретические представления свидетельствуют о том, что кимберлитовый вулканизм — это явление, характерное лишь для кратонов и обусловленное спецификой эволюции верхней мантии под обширными платформенными областями планеты. Встречающиеся иногда упоминания о присутствии "кимберлитоподобных" ультраосновных пород в складчатых областях сомнительны и нуждаются в проверке. С теоретических позиций не исключена возможность нахождения кимберлитов в пределах срединных массивов; образование их в этих случаях относится к платформенной эпохе геологического развития соответствующих регионов.

Признавая исключительную приуроченность кимберлитового вулканизма к древним платформам, исследователи значительно расходятся

в вопросе о главнейших факторах локализации кимберлитов. Представления о ведущей (и даже исключительной) роли глубинных разломов в пространственном размещении кимберлитов возникли в начале нашего века и находят сторонников до настоящего времени. Региональные зоны глубинных разломов, с которыми связывают локализацию кимберлитов, обычно проводят как относительно спрямленные линии, соединяющие два или несколько кимберлитовых полей. Подавляющая часть таких зон не подтверждается ни геологическими, ни геофизическими данными; их рисовка в значительной мере определяется представлениями авторов.

Наибольшей стройностью, законченностью и ортодоксальностью среди этой группы гипотез отличаются представления М. Бардэ. Размещение кимберлитов Западной и Южной Африки и Сибири он связывает с глубинными разломами, которые, несмотря на существенные различия их возраста, располагаются в виде правильной геометрической сети, ориентированной под углом около 45° к современному направлению север—юг. Возникновение таких разломов, по мнению М. Бардэ, является следствием особых динамических нагрузок в процессе вращения Земли [1964 г.]. При несомненной привлекательности эта гипотеза не согласуется с неоспоримыми данными о миграции полюсов Земли и континентальном дрейфе.

Некоторые исследователи, анализируя размещение кимберлитов в масштабах платформ, приходят к выводу о приуроченности кимберлитового вулканизма к платформенным структурам первого порядка и оставляют за разрывными нарушениями роль второстепенного фактора локализации. Благоприятными структурами для проявления кимберлитов признаются палеозойские и мезозойские синеклизы, краевые части антиклиз, а также участки с пониженной или повышенной мощностью осадочного слоистого чехла платформ.

Весьма оригинальной точки зрения о тенденциях и закономерностях пространственного распределения кимберлитов придерживается У. Шарп [1974 г.]. Согласно его представлениям, внедрение кимберлитов является прямым следствием тектоники плит и связано с активностью на самых глубоких горизонтах подвижных плит. Предполагается, что кимберлитовые трубки, возникшие в ряде регионов во время столкновения плит, или уже разрушены эрозией, или еще не обнажились. Зоны кимберлитовых трубок и даек, по мнению У. Шарпа, должны быть параллельны складчатым горным поясам. Он считает, что такое распределение подтверждают южноафриканские кимберлиты, ассоциирующие с Капским складчатым поясом, и североамериканские, располагающиеся вблизи Аппалачской горной цепи. Дополнительным подтверждением гипотезы, по его мнению, явилось бы открытие относительно молодых кимберлитов в глубоководных океанических впадинах, параллельных современным подвижным дуговым зонам.

Наряду с перечисленными, подчас взаимоисключающими точками зрения получили развитие представления о достаточном многообразии структурно-тектонического плана и относительной выдержанности геотектонических условий проявления кимберлитового вулканизма [22 и др.]. Наиболее общей геотектонической закономерностью размещения кимбер-

литового вулканизма служит приуроченность его к крупным структурам, характеризующимся длительным, медленным и устойчивым воздыманием. Подавляющее число кимберлитовых полей земного шара располагается в пределах антеклиз. Отрицательные результаты поисков кимберлитовых диатрем в синеклизах обусловлены, по всей вероятности, захоронением их под мощными толщами более молодых образований. Поскольку кимберлиты принадлежат к числу наиболее глубинных образований, извергнутых на земную поверхность, поскольку региональные закономерности размещения кимберлитового вулканизма следует рассматривать в связи не только с тектоникой осадочного чехла и фундамента платформы, но и со строением более глубинных частей литосферы.

Исследования термодинамических условий формирования кимберлитов и связи кимберлitoобразования с эволюцией верхней мантии позволяют заключить, что к высшей категории факторов распространения кимберлитового вулканизма на кратонах относятся наиболее глубинные процессы, зарождающиеся в верхней мантии на глубине 300–400 км и распространяющиеся затем до нижних горизонтов земной коры. Главным механизмом их проявления служат, вероятно, конвективные течения, в ходе развития которых огромные массы разогревшегося и разуплотнившегося субстрата вслываются к подножию земной коры. Поднятое конвективными потоками глубинное вещество, достигнув верхних горизонтов мантии, не распространяется по строго горизонтальным направлениям, а использует пути наименьшего сопротивления. Вследствие этого верхняя поверхность возникающей в итоге данного процесса гигантской линзы глубинного вещества на одних участках находится в непосредственной близости от подошвы земной коры, а на других отделяется от нее мощными толщами относительно холодного "местного" субстрата.

Мобилизация и радиальное перемещение огромных масс субстрата, обладающего высокой вязкостью, неизбежно сопровождаются деформацией вышележащих зон мантии и приводят к воздыманию обширных участков земной коры, которое по мере тангенциального растекания глубинного вещества распространяется от центральных к периферийным зонам кимберлитовых провинций. Поднятые участки территории подвергаются интенсивной денудации, амплитуда и возраст которой в большинстве случаев надежно устанавливаются геологическими методами. Анализ материалов по Сибирской платформе определено показывает, что следствия, вытекающие из представлений о генетической связи кимберлитового вулканизма с конвективными течениями в верхней мантии, полностью согласуются с наблюдениями преимущественного распространения кимберлитов на площадях, которые в соответствующие периоды истории своего развития отличаются длительным, медленным и устойчивым воздыманием.

Подъем к основанию земной коры огромных масс разуплотненного глубинного вещества с высокой температурой не мог, очевидно, ограничиться проявлениями только тектогенеза; по всей вероятности, он должен был сопровождаться интенсификацией магматизма, в первую очередь в результате частичного подплавления пород базальтового слоя платформ.

менных областей. В связи с этим нельзя, вероятно, считать случайным тот факт, что интенсивный трапповый магматизм проявился на Сибирской платформе вслед за кимберлитовым вулканизмом. Поля массового развития траппов охватывают почти весь центр и западную половину Центральносибирской кимберлитовой провинции, они развиты также на северо-востоке платформы, где предполагается вторая (Северо-Сибирская) кимберлитовая провинция [40 и др.].

Тектоническая трещиноватость рамы и структурные границы кимберлитовых полей

Трубки, дайки и силлы кимберлитов распределены не равномерно на огромных площадях кимберлитовых провинций, а концентрируются на отдельных сравнительно небольших участках, которые по комплексу признаков принято выделять в качестве кимберлитовых полей. Суммарная площадь всех полей, входящих в ту или иную провинцию, составляет незначительную долю от ее общей площади. Одна из возможных причин далеко не повсеместного распространения кимберлитов на территории любой кимберлитовой провинции связана с изменчивостью расстояния от верхней поверхности линзы всплывшего из глубины субстрата до подошвы земной коры в различных районах платформы. Ведущим механизмом автономного перемещения кимберлитовых расплавов в верхней мантии является, по всей вероятности, зонная плавка [39 и др.]. Из-за относительно небольших размеров очагов кимберлитовая магма успешно продвигается лишь в поднимающемся из глубин разогретом субстрате. При переходе в сравнительно холодные породы, слагающие верхние горизонты мантии, движение кимберлитовой магмы сопровождается значительными потерями тепла и "затухает" на протяжении первых километров. Отсюда следует, что хотя кимберлитовые расплавы возникают в различных частях охваченного конвективным течением гигантского блока субстрата, но подошвы земной коры (а при соответствующих условиях и ее поверхности) они могут достигнуть лишь на тех участках, где поднявшийся с глубины субстрат оказывается в непосредственной близости от основания земной коры.

Локализацию кимберлитов на отдельных участках кимберлитовых провинций иногда пытаются связать с зонами глубинных разломов, с крупными дизъюнктивами и современными структурами кристаллического фундамента. Однако при тщательных проверках устанавливается, что примеры пространственного совмещения кимберлитовых полей с перечисленными структурами единичны и, вероятнее всего, не имеют причинно-следственной связи. Размещение подавляющего большинства кимберлитовых полей Сибири и Южной Африки не зависит от крупных разломов и от глубины залегания кристаллического фундамента платформы.

Пассивность крупнейших разломов в локализации кимберлитового вулканизма в еще более наглядном виде предстает при детальных исследо-

ваниях. В качестве примера можно привести один из наиболее изученных регионов Сибирской платформы, охватывающий бассейны рек Малая и Большая Куонамки. Здесь со всей очевидностью устанавливается, что даже крупнейший сброс с амплитудой до нескольких сотен метров и протяженностью более 300 км, по которому приведены в контакт различно дислоцированные толщи фундамента, не использовался кимберлитовой магмой при ее движении к земной поверхности. Кимберлитовые тела не локализуются в зоне этого разлома, они размещаются в пределах западного – поднятого – блока [40]. Таким образом, фактические данные противоречат широко распространенной точке зрения о локализации кимберлитовых полей в зонах крупнейших разломов. Результаты комплексного анализа геологических и геофизических материалов позволяют заключить, что такие разломы не являлись магмоподводящими в эпохи кимберлитового вулканизма, но они разграничивают крупные блоки фундамента, различающиеся по физико-механическим свойствам пород.

При анализе вероятных причин избирательного, а не повсеместного распространения кимберлитов на площадях, глубинное строение которых благоприятно для достижения кимберлитовыми расплавами подножия земной коры, следует иметь в виду, что различные участки земной коры существенно отличаются по составу пород, тектоническому развитию и другим признакам, а поэтому не могут обладать одинаковой монолитностью и, следовательно, идентичной проницаемостью для магматических расплавов. Совершенно очевидно, что участки с повышенной проницаемостью (как и с любыми другими экстремальными свойствами) весьма малы по сравнению не только с областями проявления кимберлитового вулканизма, но и с территориями, обладающими уменьшенной толщиной земной коры.

Участки повышенной проницаемости, характеризующиеся, вероятно, существенным нарушением монолитности горных пород, могут быть выявлены при целенаправленных геофизических и геологических исследованиях. По результатам ранее выполненных геофизических работ необходимо составить среднемасштабные схемы глубинного строения и хотя бы примерно оконтурить предполагаемые зоны повышенной проницаемости. Можно применить затем детальное глубинное сейсмическое зондирование в комплексе с методом обменных волн землетрясений, средне- и крупномасштабными гравиметрическими наблюдениями. Решение задачи геологическими методами в известной мере облегчается практической синхронностью (в геологических масштабах времени) внедрения кимберлитов в границах каждого отдельно взятого поля. Это обстоятельство избавляет от необходимости коррелировать наблюданное (или предполагаемое) размещение кимберлитов со всем многообразием геолого-тектонических особенностей региона, достаточно восстановить палеотектоническую обстановку на соответствующих участках территории в период, предшествовавший началу кимберлитового вулканизма в данном районе. Правда, разрешающая способность палеотектонических методов не всегда бывает достаточной для выделения участков и зон повышенной проницаемости земной коры.

На геологических методах исследований основан и комплексный анализ тектонической трещиноватости рамы. Поскольку процессы формирования как зон повышенной проницаемости, так и кимберлитолокализующих разломов, по всей вероятности, не могли не сопровождаться растрескиванием пород осадочного чехла, то, следовательно, участки развития кимберлитов должны обладать аномальной тектонической трещиноватостью. Полевые, экспериментальные и теоретические исследования связи тектонической трещиноватости осадочного чехла с разломами фундамента позволяют заключить, что следует различать два главных типа таких нарушений. К первому, наиболее распространенному, относятся региональные системы терциноватости, ко второму – трещиноватость, сопровождающая образование крупных разломов.

В процессе формирования региональной трещиноватости главное значение обычно придают влиянию существующих трещин и разломов на ориентировку вновь образующихся разрывных нарушений. Так, В.В. Белоусов [1962 г.] отмечает, что возникшие трещины влияют на распределение напряжений и тем самым на положение более поздних трещин. При этом вновь возникающие трещины имеют тенденцию приурочиваться к ранее существовавшим и уже мертвым тектоническим разрывам, иногда значительно отклоняясь от своего теоретического положения, обусловленного приложенными напряжениями.

Механизм образования региональной трещиноватости наиболее полно разработан Р.А. Ходжсоном [1961 г.]. Основываясь на полевых наблюдениях, он отмечает, что разрывы формируются в начале осадконакопления и последовательно распространяются в каждый новый слой. Разрывная сетка предшествующих пород отражается в новых, еще не растрескавшихся породах и таким образом контролирует направление разрывов. В качестве слабых, но постоянно действующих причин, способствующих распространению трещин и разрывов из слоя в слой, называются микросейсмические движения, приливные деформации земной коры, изменения скорости вращения Земли и т.п. Хотя эти усилия и невелики, но при отсутствии других подвижек они постоянно оживляют уже существующие трещины и намечают во вновь образующемся осадке ослабленные зоны, по которым после литификации закладываются новые трещины.

Трещиноватость, генетически связанная с образованием крупных разрывных нарушений, вероятно, предшествует возникновению самих разломов. В.В. Белоусов [1962 г.] подчеркивает постепенность формирования большей части разрывных смещений. Первоначально по всей зоне возникают отдельные мелкие разрывы, которые разрастаются и постепенно сливаются друг с другом. Предполагается, что процесс объединения мелких разрывов в крупные может быть очень длительным и продолжаться целые геологические периоды. Все это позволяет заключить, что как региональная, так и приразломная трещиноватость должны коррелироваться по ориентировке с простиранием главнейших систем разломов в пределах каждого региона. Немногочисленные, к сожалению, полевые наблюдения свидетельствуют о наличии таких корреляций.

Ограниченнная, а чаще плохая обнаженность в районах развития ким-

берлитов затрудняет систематическое площадное изучение тектонической трещиноватости рамы, что препятствует широкому использованию этого весьма важного фактора при расшифровке внутреннего строения кимберлитовых полей. Этот пробел частично может быть восполнен привлечением морфоструктурных методов изучения тектоники закрытых областей, и в первую очередь методов, основанных на генетической связи между разрывными нарушениями земной коры и специфическими особенностями гидросети региона.

Разломы и трещины проявляются в рельефе под действием обширного комплекса экзогенных процессов. Подробно эти вопросы рассмотрены в работе И.Г. Гольбрайха и др. [46]. Подчеркивается, что в рельефе должны отражаться в том или ином виде все, даже скрытые под значительной толщей наносов, трещинные зоны и разрывы, если они не залечены последующими процессами. Отмечается консервативность разрывных дислокаций, которые наследуются более длительное время, чем пликативные, что в сочетании с высокой эффективностью экзогенных процессов обеспечивает проявление практически всех систем трещинно-разрывной сетки коренных пород на земной поверхности.

Наиболее четко выраженным и поэтому легко наблюдаемыми линейными элементами рельефа обычно являются водотоки, ориентировка которых чаще всего и сопоставляется с простиранием разрывных нарушений в коренных породах. В большинстве изученных районов наблюдается почти полное, а в некоторых – удовлетворительное совпадение ориентировки гидросети и разрывных нарушений. Есть исследователи, настолько убежденные в наличии теснейшей связи гидросети с тектоническими нарушениями, что, используя результаты наблюдения над нею в практических целях, они даже не останавливаются на доказательствах существования такой связи [Blanchet P.H., 1957 г.].

Если ориентировка гидросети отражает простижение главнейших систем разрывных нарушений в коренных породах, то вполне вероятно, что различная интенсивность нарушений также проявляется в тех или иных особенностях водотоков. Комплексное изучение мегатрещиноватости в областях кимберлитового вулканизма включает построение площадных схем роз-диаграмм, схем в изолиниях плотности, изотропности ориентировки и специфики гидросети [41]. Поскольку на этих схемах приводятся результаты непосредственных измерений общей протяженности гидросети на единицу площади и протяженности по разным направлениям всех водотоков, показанных на топокартах масштаба 1 : 100 000, поскольку такая нагрузка относится к категории объективных фактических данных. В работе [41] приведены теоретические основы, техника построения площадных схем и результаты их применения к некоторым районам распространения кимберлитов на Сибирской платформе.

Проиллюстрируем возможности комплексного анализа мегатрещиноватости на примере Малоботубинского района. Площадная схема роз-диаграмм мегатрещиноватости этой территории (рис. 24) позволяет сделать следующие основные выводы. В пределах Малоботубинского района и примыкающих территорий генеральные простирания систем мега-

трещиноватости носят ярко выраженную субширотную ориентацию, что хорошо согласуется с геолого-геофизическими данными о ступенчато-блоковом строении фундамента с субширотной ориентировкой ступеней [1].

На фоне общего субширотного простирания мегатрещиноватости выделяются участки (блоки) двух главных типов. Участки первого типа при сходстве с окружающими территориями по характеру мегатрещиноватости отличаются ее структурным рисунком и (или) преобладающей ориентировкой. Такие блоки наиболее распространены в южной половине и на востоке изученного района. Участки второго типа резко отличаются от окружающих площадей по характеру мегатрещиноватости, и в первую очередь по степени изотропности ее ориентировки. Они размещаются в северной половине района. Отметим, что анализ площадной схемы роз-диаграмм проводился с учетом рекомендации о целесообразности выделения блока при наличии не менее трех изотропных роз, не лежащих на одной прямой [41].

В пределах участка, находящегося в центре изученной территории, располагаются все кимберлитовые тела Малоботубинского поля. Установливаемая и для остальных полей Центральносибирской провинции приуроченность кимберлитов к блокам с высокой степенью изотропности ориентировки мегатрещиноватости легко объяснима: эти участки земной коры проникаемы для магматических расплавов при тангенциальных тектонических напряжениях любого направления. Отсюда следует, что при обнаружении кимберлитов в пределах таких блоков очертания этих блоков могут быть приняты в качестве структурных границ кимберлитовых полей. В тех случаях, когда в блоках с изотропной мегатрещиноватостью кимберлиты еще не обнаружены, можно говорить о наличии участков, благоприятных для внедрения кимберлитов, и рекомендовать их для постановки поисковых работ.

До последнего времени границы всех кимберлитовых полей являлись по сути дела регистрационно-геометрическими ("морфологическими"), проводимыми на произвольном удалении от крайних выходов этих пород. Такие границы не содержат независимой геологической информации и не объясняют наблюдаемое размещение кимберлитов. Поэтому они не позволяют определять естественные геологические (в первую очередь структурные) контуры участков с известными выходами кимберлитов и тем более границы новых перспективных участков, в пределах которых кимберлиты еще не обнаружены.

Особенности геологического строения пограничных зон между блоками, различающимися по густоте, изотропности ориентировки и структурному рисунку мегатрещиноватости, установлены на основании полевых наблюдений. Выделяются три главных типа пограничных зон: а) зоны дробления без существенного смещения контактирующих блоков; б) зоны, представленные серией ступенчатых сбросов; в) наклонные зоны с пликативными дислокациями толщ висячего бока. В тектонофизическом отношении пограничные зоны следует рассматривать как линейные проявления повышенной дезинтеграции пород осадочного чехла платформы.

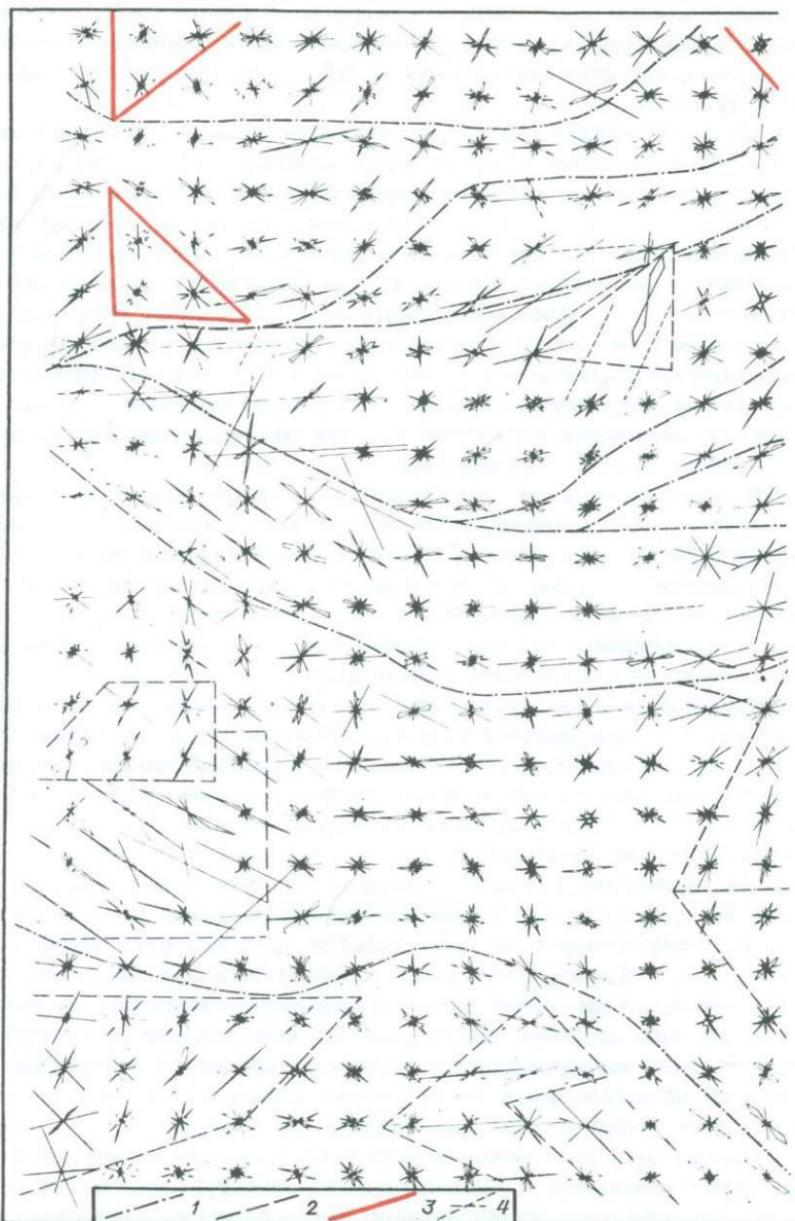
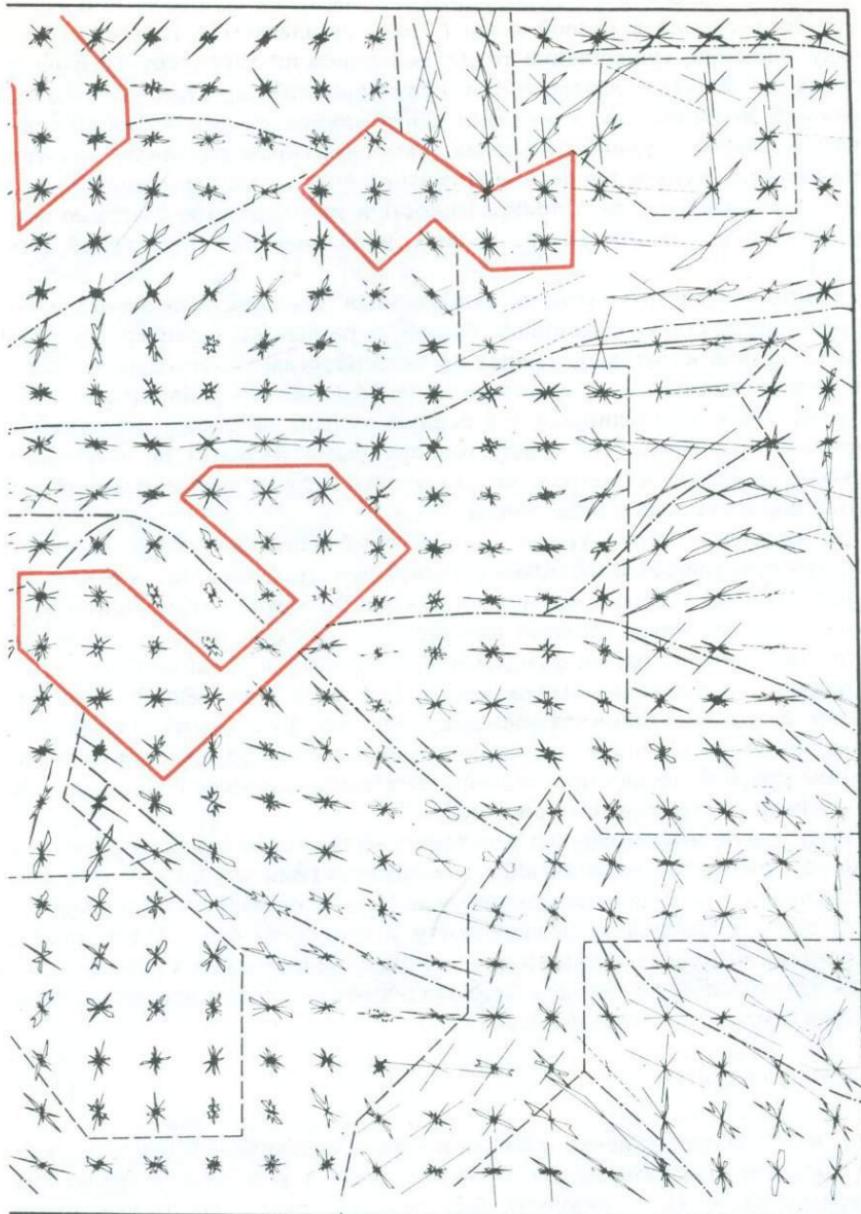


Рис. 24. Среднемасштабная схема роз-диаграмм мегатрещиноватости и основанное Построения выполнены методом скользящего окна при 10-градусном интервале диональном направлении, 5 км – в широтном.

1 – главнейшие простирации мегатрещиноватости; границы участков: 2 – различающихся по характеру мегатрещиноватости; 4 – розы-диаграммы, масштаб которых



на ней районирование Малоботубинского района и прилежащих территорий. отсчетов; площадь элементарной ячейки 100 км^2 ; шаг перемещения 4,5 км в мерицах по структурному рисунку мегатрециноватости, 3 – существенно различающиеся в 2 раза по сравнению с остальными.

Они связаны, вероятно, с перманентной пульсацией фундамента и более глубоких горизонтов земной коры ("дыхание планеты"). При этом зоны между блоками, существенно различающимися по характеру (в первую очередь по степени изотропности ориентировки) мегатрециноватости, отражают, по-видимому, нарушения более глубокого заложения по сравнению с зонами, ограничивающими блоки с разным рисунком мегатрециноватости. О связи зон первой группы с глубинными нарушениями земной коры свидетельствует приуроченность к их отдельным участкам магматических, и в частности трахитовых, вулканических проявлений (см. гл. 13).

Специальными полевыми исследованиями доказана идентичность макротрециноватости в однотипных блоках и разный ее характер в разных блоках земной коры, выделенных по особенностям мегатрециноватости. Это свидетельствует о правомерности тектонического районирования по данному признаку обширных, и в первую очередь закрытых, территорий. Ширина пограничных зон между разнородными блоками не превышает нескольких десятков метров, что позволяет даже на крупномасштабных картах показывать их одной линией.

Установление структурных границ кимберлитовых полей является главным практическим выходом изучения мегатрециноватости в алмазоносных районах. Однако возможности данного метода этим не исчерпываются. Несомненный научный интерес представляет также информация о строении верхней частей фундамента платформы и, по-видимому, более глубинных горизонтов земной коры. Тектонический рельеф, наличие, размер и конфигурация разнородных блоков фундамента платформы проявляются на уровне современного эрозионного среза в региональной картине преобладающих простираний мегатрециноватости и в локальных нарушениях ее структурного рисунка.

Интересную информацию о некоторых чертах геологического строения региона, связанных, по-видимому, с особенностями глубинных горизонтов земной коры, содержит фактические данные по плотности σ , изотропности ориентировки q и специфичности ρ гидросети (рис. 25). Способы подготовки исходных данных и построения схем изложены в работе [41]; здесь напомним лишь, что для безразмерного показателя изотропности q раз-диаграмм предложена формула

$$q = \sqrt{(l \sqrt{n})/L}, \quad (10)$$

где L и l – соответственно длинная и перпендикулярная к ней короткая ось круговой диаграммы; n – число лучей в розе при 10-градусном интервале разбивки окружности (интервалы с длиной водотоков менее 1 км малопредставительны, поэтому в состав диаграммы они не включаются и при подсчете лучей не учитываются).

Показатель специфичности гидросети ρ в первом приближении может быть представлен произведением

$$\rho = \sigma q, \quad (11)$$

где σ – мера плотности (густоты) водотоков, вычисленная путем деления

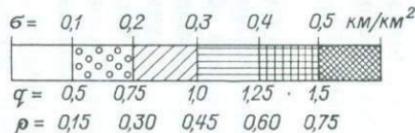
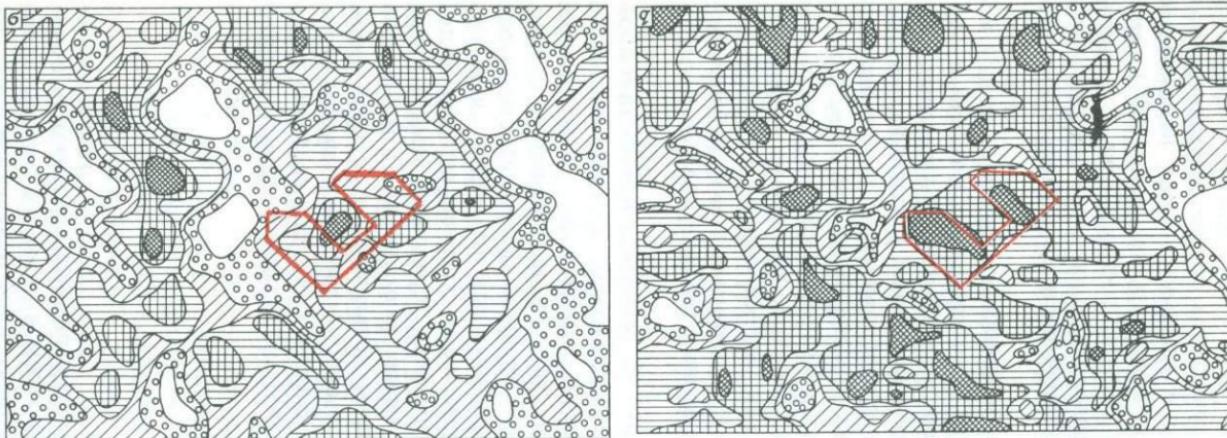


Рис. 25. Среднемасштабные схемы плотности σ , изотропности ориентировки q и специфичности ρ (изотропности в ориентировке и густоты) гидросети Малобутобинского района и прилегающих территорий.

Метод построения и параметры осреднения аналогичны использованным на рис. 24.

их суммарной длины на площадь элементарной ячейки в принятой сети наблюдения и осреднения.

Даже при беглом просмотре схем плотности и степени изотропности ориентировки мегатрециноватости выявляется вполне отчетливое закономерное расположение максимумов и минимумов этих показателей: на фоне преимущественных северо-западных простираций (310°) намечается подчиненное северо-восточное ($40-50^{\circ}$) направление. С предельной наглядностью эти структуры проявляются на схеме специфичности гидросети, отражающей общий итог изменчивости двух первых показателей.

Выявленные по мегатрециноватости линейные структуры земной коры преимущественно северо-западного простириания по четкости и масштабам не имеют аналогов среди обширного комплекса известных к настоящему времени геолого-геофизических данных о строении региона. В генеральном плане эти структуры предположительно могут быть составлены с особенностями глубоких горизонтов земной коры, с которыми так или иначе связано образование Ботуобинской седловины, хотя простирации их несколько различны. Линейные минимумы рассмотренных показателей по своей природе (как участки наименьшего разуплотнения пород) и ориентировке близки к отмечаемым в западной и восточной частях района системам гравитационных максимумов северо-западного простириания.

Таким образом, привлечение данных по мегатрециноватости и обработка их с помощью специальных методических приемов не только открывают возможность выделять блоки земной коры, различающиеся по густоте, характеру и структурному рисунку тектонических трещин, но и позволяют определять структурные границы кимберлитовых полей, намечать локальные участки, благоприятные для внедрения кимберлитов, а также получать новую информацию о строении верхних частей фундамента и, по-видимому, более глубоких горизонтов земной коры. Среди итогов изучения зависимости между размещением кимберлитов и тектонической трещиноватостью рамы применительно к проблемам, затрагиваемым в данной работе, наибольший интерес представляют выводы о тяготении кимберлитовых тел к блокам с густой и особенно с изометричной по ориентировке трещиноватостью. Детальнее эти вопросы рассматриваются в III части монографии.

Тектонические факторы локализации диатрем

Несомненная важность и кажущаяся на первый взгляд легкость выявления закономерностей размещения диатрем и связи их с разрывными нарушениями на территории кимберлитовых полей привлекали внимание исследователей уже с первых лет изучения коренных месторождений алмазов. И действительно, уже в конце XIX в. была подмечена тенденция кимберлитов концентрироваться на отдельных участках с образованием

вытянутых линейных групп тел. Линейные группы ("цепочки") трубок и даек часто располагаются субпараллельно или под углом друг к другу. На линии, соединяющей несколько известных тел, при детальных работах иногда удавалось найти еще одну или несколько диатрем. Убедительность трактовки с общегеологических позиций и немногочисленные, но вполне убедительные данные о приуроченности некоторых кимберлитовых тел к разломам вмещающих пород привели к тому, что все исследователи при изучении кимберлитовых полей пытаются установить структурный контроль диатрем со стороны существующих, а чаще предполагаемых разломов.

Уже в первые годы изучения Далдынского поля обращалось внимание на отчетливо выраженную тенденцию размещения здесь трубок и даек в виде нескольких линейных групп. Наиболее протяженные цепочки кимберлитовых тел вытянуты в восток-северо-восточном направлении. Самой крупной является северная группа, включающая 10 трубок, удаленных друг от друга на 0,5–6,5 км; общая длина цепочки 23,5 км. В центральной части поля наблюдаются две линейные группы. Одна из них длиной 2,5 км образована тремя трубками, вторая длиной 17,5 км включает пять трубок. И наконец, у южной границы поля наблюдается еще одна линейная группа длиной около 12 км, также включающая пять трубок. Все крупные цепочки размещаются субпараллельно в 10–15 км друг от друга. У северной группы имеются апофизы, ориентированные под углом 45° к простирации осевой линии цепочки.

Иную трактовку закономерностей размещения кимберлитов Далдыно-Алакитского района приводит А.А. Турский [1969 г.]. Он считает, что трубы взрыва и дайки кимберлитов располагаются здесь в пределах линейной зоны северо-восточного направления шириной 20–30 км. Внутри зоны кимберлитовые тела приурочены к линиям широтного и северо-восточного направлений, угол между которыми в плане равен 30–35°. Некоторые трубы находятся на пересечении трещин широтного и северо-восточного простирания. Отмечая приуроченность кимберлитовых тел к узкой линейно вытянутой зоне, А.А. Турский связывает ее с наличием в фундаменте платформы глубинного разлома северо-восточного простирания. Пространственное распределение, ориентировка и морфология кимберлитовых тел определяют, по его мнению, этот разлом как левосторонний сдвиг, сопровождаемый системой трещин скола северо-восточного простирания и оперяющими их трещинами субширотного направления, а также редкими трещинами отрыва северо-западного простирания.

Группа исследователей, изучавших геологическое строение и кимберлиты Малоботубинского района [27], подчеркивают приуроченность кимберлитовых и базальтовых трубок взрыва на этой территории к местам пересечения субмеридиональных глубинных разломов с оперяющими их разломами северо-западного простирания. Следует, однако, отметить существенную разницу в правомерности и достоверности выделения указанных групп дизъюнктивных нарушений. Глубинные разломы субмеридионального простирания отражаются в магнитном поле и прослеживаются наземной магниторазведкой в виде аномальных зон шириной до

2 км. Интенсивность магнитного поля в этих зонах 50–120 нТл, реже до нескольких сотен нанотесла.

Характер магнитного поля свидетельствует о том, что возмущающие объекты (дайки), трассирующие каждую из указанных зон, распадаются на отдельные части (отрезки) протяженностью от 5 до 30 км с вариациями азимута простирации в пределах 7–25°; падение тел крутое – 75–80° на восток-юго-восток, реже – на запад-северо-запад. На земной поверхности разломы не выражены. В терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя в пределах аномальных зон изредка встречаются зеркала скольжения, пиритовая и магнетитовая минерализация. Предполагаемые опирающие трещины и разломы северо-западного простирания магнитной съемкой не улавливаются, но иногда на участках их вероятного местоположения отмечаются градиенты силы тяжести и впадины в доюрском рельфе.

На первом этапе исследований Средне- и Нижнекуонамского полей существовало мнение, согласно которому примерно половина кимберлитовых тел приурочена к зонам разломов кристаллического фундамента, перекрытых осадочными породами, но проявляющихся в магнитном поле. Локализация второй половины тел в этих полях предположительно связывается с разломами, которые не нашли отражения в магнитном поле. В дальнейшем была выполнена статистическая проверка гипотезы о связи кимберлитовых тел с разрывными нарушениями земной коры в этих двух и 11 других полях северо-восточной части Центральносибирской провинции [23]. С этой целью на карту разломов фундамента, составленную по результатам комплексной интерпретации гравиметрических и магнитных данных, были нанесены все известные выходы кимберлитовых и пикритовых пород. При максимальной мощности осадочного чехла в регионе до 3 км (в среднем около 1,5 км) ширина зоны "влияния" разломов была принята равной 2 км. Из 313 тел лишь 85 (27 %) располагаются в пределах 2-километровой зоны, продольной осью которой служит проекция разломов фундамента на земную поверхность.

В пяти из 13 проанализированных полей все трубки и дайки лежат вне пределов зоны влияния разломов фундамента; в четырех число тел, попадающих в 2-километровую зону, составляет 11–37 %, и лишь в четырех полях в зоне предполагаемого влияния разломов находится больше 37 % диатрем. Следует иметь в виду, что поля последней группы (Средне- и Нижнекуонамское, Лучакансое и Куранахское) располагаются на площадях, где геофизическими методами установлено большое число дизъюнктивных нарушений фундамента. Вполне вероятно, что здесь имеет место не структурный контроль, а пространственное совпадение некоторых диатрем с отдельными элементами достаточно густой сети древних разломов фундамента. Определенным свидетельством против кимберлитокализующей роли выделяемых геофизикой разломов в данном регионе может служить тот факт, что кимберлитовые тела в перечисленных полях располагаются на участках с минимальным распространением разломов [23].

Известны и детально изучены также районы, где разломы установле-

ны не только в глубоко залегающих породах фундамента, но и в обнажающихся на земной поверхности толщах, непосредственно вмещающих кимберлитовые тела. Несмотря на вполне удовлетворительную надежность картирования таких разломов геологическими методами, локализующее влияние их на размещение кимберлитовых тел, как правило, не выражено или далеко не бесспорно. И лишь в единичных случаях диатремы несомненно контролируются наблюдаемыми разрывными нарушениями, поскольку: 1) диатремы находятся в местах пересечения разломов, иногда даже повторяя в своей конфигурации очертания узлового участка; 2) ориентировка длинных осей диатрем в цепочках кимберлитовых тел, располагающихся на едином разломе, полностью совпадает с простиранием такого разлома.

Резюмируя изложенное, следует заключить, что пространственное размещение и локализация кимберлитовых тел в пределах поля определяются разрывными нарушениями, которые обычно не диагностируются при геологических наблюдениях и далеко не всегда прослеживаются с помощью геофизических методов. Отмеченные особенности контролирующих кимберлиты нарушений позволяют получить некоторые представления о их природе.

Известно, что как при геологической, так и при магнитной съемках наиболее легко и четко диагностируются разрывные нарушения – разломы, выполненные дайками изверженных (в особенности сильномагнитных) пород, и такие, по которым приведены в контакт толщи, различающиеся по внешнему облику, составу и магнитным свойствам. Судя по результатам геофизических и геологических исследований, подавляющее большинство кимберлитолокализующих разломов не сопровождается значительным смещением толщ и внедрением крупных порций некимберлитовых магматических расплавов. Тот факт, что такие нарушения нередко отмечаются пониженными градиентами силы тяжести и повышенной электропроводимостью, позволяет считать, что физической формой их выражения являются зоны дробления, подверженные инфильтрационным процессам. Вполне вероятно, что образование зон дробления сопровождалось возникновением тектонической трещиноватости в консолидированных толщах на участках, как непосредственно примыкающих к этим зонам, так, вероятно, и значительно удаленных от них. Отсюда следует, что специфические особенности тектонической трещиноватости соответствующих участков территории в какой-то мере отражались на локализации и морфологии кимберлитовых тел и могут быть привлечены для косвенного обнаружения путей подъема кимберлитовых расплавов.

Исследования теоретически вероятной связи морфологии и размещения кимберлитовых тел с тектонической трещиноватостью вмещающих пород начались вскоре после открытия кимберлитов в Якутии. Изучение проводилось главным образом путем сопоставления ориентировки длинных осей трубок, простираций даек и цепочек тел с простиранием систем тектонической трещиноватости вмещающих пород. Сопоставления выполнялись с учетом не только числа, но и "меры": векторы на ориентирных диаграммах строились как по частоте встречаемости (числу) кимберлитовых тел, имеющих то или иное простижение, так и по абсолютной про-

тяженностя длинных осей трубок и даек в различных направлениях. Диаграммы второго типа, как правило, наиболее выразительны.

Установлено, что кимберлитовые тела в различных районах Центральносибирской провинции вытянуты преимущественно по направлениям, совпадающим с простиранием главнейших систем тектонической трещиноватости. В пределах каждого поля трубки взрыва и дайки вытянуты в двух-трех, реже – в одном или четырех-пяти направлениях. Примечательно, что в тех случаях, когда несколько полей размещаются примерно на одной линии, тяготея, вероятно, к единой зоне повышенной проницаемости земной коры, длинные оси большинства кимберлитовых тел ориентированы согласно с общим простиранием такой зоны и нередко еще с одним или двумя диагональными направлениями. Сходную ориентировку в таких регионах обычно имеет и тектоническая трещиноватость рамы.

Как уже отмечалось, почти во всех полях некоторая, иногда значительная, часть трубок взрыва и даек группируется в виде цепочек, включающих несколько (обычно три-пять) тел. Кимберлитовые тела принято объединять в цепочки по расположению их на одной прямой. При этом игнорируется ориентировка длинных в плане осей диатрем и простираций даек относительно как друг друга, так и общего простирания цепочки. Такой подход нельзя признать удачным, поскольку теряются весьма важные фактические данные о направлении растягивающих усилий в период образования изучаемых тел. Отчасти это может быть восполнено выделением двух крайних и хотя бы одного промежуточного типа линейных групп кимберлитовых тел: 1) группа согласного типа – ориентировка длинных в плане осей всех кимберлитовых тел примерно совпадает с простиранием образуемой ими группы; 2) группа несогласного типа – длинные оси всех кимберлитовых тел ориентированы примерно поперек простирания образуемой ими группы; 3) группа промежуточного типа – длинные оси одних кимберлитовых тел по ориентировке близки к простиранию группы в целом, а других – существенно отличаются от нее.

Кимберлитовые тела каждой группы согласного типа, по всей вероятности, локализованы в пределах единой тектонической структуры и относятся к одной эпохе ультраосновного вулканизма. Каждая группа промежуточного и отчасти несогласного типов представляют собой сложное сообщество кимберлитовых тел, сформировавшихся в изменявшейся тектонической обстановке на протяжении длительного (первые миллионы лет) периода времени. Осевые линии таких групп трассируют не только простирания разрывных нарушений, контролирующих размещение согласных тел, но также места пересечения их секущими дислокациями, где происходила локализация несогласных тел. Все это свидетельствует о наличии достаточно тесной связи между ориентировкой длинных осей кимберлитовых тел и простиранием наиболее развитых систем тектонической трещиноватости, а также позволяет сделать некоторые выводы о вероятных причинах этой связи.

Все известные кимберлиты Сибирской платформы и большинства полей в провинциях Африканского континента прорывают древние осадочные

ные породы. Отсюда с учетом представлений о механизме формирования тектонических трещин можно заключить, что значительная часть систем трещиноватости в породах рамы была сформирована задолго до начала кимберлитового вулканизма. Кимберлитовая магма при внедрении в верхние горизонты земной коры, формировании трубок и даек в какой-то мере неизбежно использовала те из систем трещиноватости, которые на протяжении соответствующего тектоно-вулканического этапа находились в состоянии растяжения. С этих позиций места нахождения линейных групп согласного типа должны рассматриваться как участки максимального проявления растягивающих напряжений рамы, а простирации таких групп — как нормали к направлению этих напряжений. При интерпретации механизма возникновения и структурного положения линейных групп несогласного типа следует допустить, что локализация тел, входящих в состав каждой такой группы, происходила в узлах пересечения плоскостей отрыва с ранее существовавшей ослабленной зоной, простирание которой примерно совпадало с направлением растяжения.

Если линейные группы согласного и несогласного типов формировались в течение одного или нескольких этапов, то образование групп промежуточного типа во всех случаях протекало на протяжении не менее двух этапов. Всесторонние исследования кимберлитовых пород в линейных группах каждого отдельно взятого поля позволяют установить число этапов их образования, что в сочетании с результатами сравнительного анализа ориентировки линейных групп, длинных в плане осей кимберлитовых тел и простираций тектонических трещин в породах рамы дает возможность реставрировать пространственное распределение и ориентировку растягивающих напряжений на всех важнейших этапах формирования кимберлитового поля.

9

ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА В КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЯХ

Образование любой отдельно взятой диатремы является составным элементом сложного комплекса процессов формирования включающего ее кимберлитового поля. В связи с этим гипотезы происхождения кимберлитовых трубок не только не могут игнорировать, но обязательно должны использовать и объяснять главнейшие черты строения кимберлитовых полей, а также "вписываться" в основные закономерности развития магматизма в их пределах. Учитывая важность пространственно-временных закономерностей проявления вулканизма в кимберлитовых полях для обсуждаемых в данной работе проблем, особенно для понима-

ния механизма и условий образования трубчатых тел, на этих вопросах следует остановиться подробнее.

Для воссоздания общей последовательности проявления ультраосновного вулканизма как на отдельных участках, так и на всей площади каждого поля большую помощь могут оказать тренды показателей контрастности (КД) и степени (СД) дифференциации кимберлитовых расплавов. Вопросы о связи петрохимических особенностей кимберлитов с их относительным возрастом были рассмотрены в гл. 7. Напомним лишь, что показатель КД_{Ti}^{Fe} возрастает в последовательном ряду кимберлитов от ранних к поздним, позволяя расчленить всю эпоху формирования изучаемого поля на стадии. По значениям СД_{Ti}^(s) каждая стадия разделяется на этапы. Поскольку породы, возникшие на заключительном этапе ранней стадии, в общем случае обладают большим показателем СД_{Ti}^(s), чем породы начального этапа поздней стадии, то принципиальная последовательность формирования (временная развертка) любого поля, как правило, может быть получена при тренд-анализе показателей КД_{Ti}^{Fe} и СД_{Ti}^(s).

Справедливость теоретических предпосылок была проверена и подтверждена в итоге построения трендов этих петрохимических показателей на примере трех выбранных в качестве эталонов кимберлитовых полей [41]. Установлена значительно большая упорядоченность распределения показателя КД по сравнению с СД. Главной, общей для всех кимберлитовых полей тенденцией площадного распределения КД являются малые значения данного показателя в средней части каждого поля и их возрастание к его периферии. При этом в одних случаях значения КД возрастают от средней части поля во все или почти во все стороны, а в других — лишь в две стороны. В первом случае можно говорить о временной структуре (зональности) поля центрального типа, а во втором — о временной структуре линейного поля. Считая полученные тренды разверткой процесса формирования кимберлитовых полей во времени, следует заключить, что в полях центрального типа вулканизм начался преимущественно в средней части поля, распространялся во все стороны и затухал на периферии. В полях линейного типа кимберлитовый вулканизм начался главным образом в узкой линейной зоне, проходящей через все поле, и распространялся в обе стороны от нее к противоположным границам поля.

Не общие, а индивидуальные тенденции, причем не столь отчетливые, могут проявляться в пространственном распределении СД, которое не коррелируется с трендом КД. Так, если в одном из трех детально изученных полей значения СД убывают от середины к периферии поля, то во втором они, наоборот, возрастают в том же направлении, а в третьем поверхность тренда рассматриваемого показателя имеет четко выраженную тенденцию подъема к западу и юго-востоку при минимальных значениях на севере, востоке и юго-западе поля.

Пространственные закономерности проявления магматизма изучаются методами, различающимися "глубинностью проникновения" и детальностью получаемых результатов по расшифровке внутреннего строения кимберлитовых полей. Комплексирование методических приемов обеспе-

чивает получение не только обобщенной картины поля, но и многих важных деталей его структуры, что способствует в итоге наиболее полному раскрытию внутреннего строения кимберлитовых полей.

Наиболее "глубинный", но вместе с тем и наименее детальный метод основан на принципиальной возможности определять относительную степень изменчивости термодинамического режима на плутоническом и гипабиссальном этапах эволюции кимберлитовых расплавов, а также проницаемость глубинных и приповерхностных горизонтов земной коры по содержанию порфировых вкрапленников оливина II и III (см. гл. 3). При таком подходе открывается путь для выявления главнейших особенностей внутрикоровой эволюции кимберлитовых магм, а также для построения схем проницаемости различных горизонтов земной коры, которые затем могут быть сопоставлены с распределением кимберлитовых тел и структурными особенностями рамы, устанавливаемыми по итогам изучения мегатрециноватости.

Вычисления проницаемости ν , ν_p и ν_g [формулы (4) – (6)] для всех петрохимических групп и однотипных комплексов пород в четырех эталонных кимберлитовых полях показали, что, несмотря на существенную изменчивость показателей проницаемости коры у разных петрохимических групп и однотипных комплексов в пределах отдельно взятого поля, эти колебания не являются общими для таких пород даже в двух смежных полях, формирование которых протекало в близких фациальных условиях [41]. Различия в химическом составе даже крайних разновидностей кимберлитов очень невелики и поэтому не могли явиться причиной наблюдаемых разбросов содержания в них порфировых вкрапленников оливина. В связи с этим отсутствие закономерной связи между вычисленными по количеству оливина показателями проницаемости ν , ν_p , ν_g , с одной стороны, и петрохимическими особенностями пород, с другой – представляется вполне естественным.

Колебания ν , ν_p и ν_g у идентичных пород в разных полях, по нашему мнению, наиболее логично интерпретировать как следствие изменчивой проницаемости земной коры (и тектонического режима) на соответствующих участках территории в период внутрикоровой эволюции и подъема соответствующих порций кимберлитовых расплавов. Признавая разную проницаемость земной коры в качестве главной причины изменчивого содержания оливина в кимберлитах, следует заключить, что по результатам петрографического изучения этих пород можно оценивать осредненную проницаемость коры на больших и малых глубинах в пределах как всего кимберлитового поля, так и участков развития отдельных групп и одиночных диатрем.

Надо отметить, что визуальный анализ не только цифровых данных по каждой трубке и дайке в отдельности, но даже осредненных значений ν_p и ν_g по компактным группам кимберлитовых тел малоэффективен. При значительном числе тел, неравномерном распределении их в пространстве и существенных вариациях обоих показателей закономерности изменения этих показателей в пределах изучаемых полей, как правило, установить не удается. Для выявления обобщенных тенденций площад-

ногого распределения ν_p и ν_g в пределах отдельно взятого поля или нескольких смежных полей целесообразно применять тренд-анализ. Однако совершенно очевидно, что получаемая в итоге целостная картина достигается за счет нивелировки узколокальных особенностей. Отчетливые закономерности выявляются в итоге уже сравнительно слабой генерализации фактических данных — при достоверности тренда лишь 25 %. В ходе дальнейшей генерализации, например при достоверности тренда 50, 75 или 100 %, обнаружаются более общие тенденции, но маскируются и утрачиваются многие важные детали внутреннего строения кимберлитовых полей.

Поверхность тренда показателя проницаемости земной коры на плутоническом этапе эволюции кимберлитовой магмы ν_p свидетельствует о наличии одного-двух изометричных или слабо вытянутых в плане участков повышенной проницаемости в каждом из хорошо изученных полей. Существенно иной характер имеет поверхность тренда показателя проницаемости коры на гипабиссальном этапе эволюции кимберлитовых магм. Результаты тренд-анализа ν_g свидетельствуют о наличии трех-пяти обычно сильно вытянутых в плане участков повышенной проницаемости в приповерхностных горизонтах каждого кимберлитового поля. Следует подчеркнуть, что различны не только поверхности трендов ν_p и ν_g , но и общая их конфигурация в плане. Так, если общая конфигурация тренда ν_p по изолинии минимальных положительных значений достаточно компактна или даже близка к изометричной, то для аналогичных срезов тренда ν_g характерны извилистые очертания, нередки и внутриконтуры "окна" нулевых значений.

Таким образом, результаты тренд-анализа ν_p и ν_g в каждом отдельно взятом кимберлитовом поле позволяют заключить, что путями проникновения расплавов на плутоническом этапе, т.е. на глубине первых десятков километров, являлись один-два изометричных или вытянутых в плане участка (зоны) повышенной проницаемости, а на гипабиссальном этапе, протекавшем на глубине первых километров, — несколько связанных или разобщенных в пространстве сравнительно небольших по площади зон проницаемости. Отсюда можно сделать вывод о разветвлении зон повышенной проницаемости по мере приближения к земной поверхности. Этот вывод вполне согласуется с представлениями других исследователей, изучавших соотношение глубинных и приповерхностных разрывных нарушений [Радкевич Е.А., 1960 г.]. Примечательно, что изолинии минимальных положительных значений ν_g оконтуривают территорию, которая по очертаниям и размерам весьма сходна с участками, отличающимися от окружающих площадей по характеру и структурному рисунку мегатрециноватости, а также по распространенности кимберлитов [41].

Совпадение по очертаниям и размерам участков, оконтуриваемых по тренду ν_g и рисунку мегатрециноватости, трудно объяснить случайностью. Более того, фактор случайности в данной ситуации привлекать вообще нет необходимости, поскольку поверхность тренда ν_g в опосредованном виде отражает некоторые специфические особенности тектонической трещиноватости гипабиссальных горизонтов земной коры на

территории соответствующих кимберлитовых полей. Отсюда следует, что результаты тренд-анализа ν_g и изучения структурного рисунка тектонической трещиноватости в значительной мере дополняют, а при совпадении и подтверждают друг друга. Совпадение особенно важно для взаимоконтроля, поскольку эти методы базируются на совершенно разных фактических данных.

Различия проницаемости земной коры для кимберлитовых расплавов на тех или иных участках территории обусловлены изменчивостью густоты, выдержанности по вертикали и латерали разрывных нарушений, а также различием степени раскрытия или сжатия трещин в отдельные этапы кимберлитового магматизма. Отсюда следует, что говорить о средней проницаемости земной коры в масштабах целого поля или группы кимберлитовых тел можно лишь при самых общих построениях. При детальных работах оценку проницаемости необходимо проводить применительно к отдельным этапам магматизма, связанного с конкретными ослабленными зонами в пределах изучаемого кимберлитового поля.

Такие исследования неразрывно связаны с изучением рудоконтролирующих дислокаций и пространственного распределения трубок взрыва, даек и силлов кимберлитов. При обсуждении локальных факторов размещения кимберлитов было показано, что пликативные дислокации всех типов и масштабов не оказывают заметного влияния на пространственное распределение в целом и на локализацию диатрем. Главенствующую роль здесь играют разрывные нарушения. Слабая обнаженность практически всех алмазоносных районов создает серьезные трудности для непосредственного получения достаточно детальных и равномерно распределенных по площади данных о местах локализации, плотности и ориентировке разрывных нарушений. Комплексное изучение гидросети позволяет проводить среднемасштабное районирование кимберлитовых полей и прилежащих территорий с выделением участков, различающихся плотностью, степенью изотропности ориентировки и общим структурным рисунком мегатрещиноватости (см. гл. 8). Изучение структуры рамы в кимберлитовых полях, основанное на результатах комплексного геолого-петрологического исследования кимберлитовых тел, применимо для детальных работ с разрешающей способностью до рудолокализующих и рудовмещающих дислокаций включительно. Остановимся на этих вопросах подробнее.

Отчетливые тенденции размещения определенной части трубок и даек в виде линейных групп устанавливаются практически во всех кимберлитовых полях. Несомненная связь некоторых линейных групп диатрем с разломами земной коры подчеркивается всеми исследователями, хотя полевые наблюдения кимберлитолокализующих нарушений единичны. Кимберлитовые поля, в пределах которых все тела или большая их часть располагаются в виде четких, исключающих множественность интерпретации линейных групп, достаточно редки. В большинстве случаев четко выраженные линейные группы (цепочки) объединяют незначительное число трубок и даек. Предполагается, что остальные тела в таких полях приурочены к сколовым трещинам или вообще не имеют связи с разрывными нарушениями, контролирующими размещение линейных групп.

Поскольку структурный контроль не входящих в цепочки кимберлитовых тел всегда в той или иной мере является дискуссионным, поскольку при анализе распределения трубок и даек в пределах любого поля может быть полезной следующая несложная методика количественного учета и отображения пространственных связей между телами. Визуально наметив в изучаемом поле все прямолинейные комбинации из четырех и более тел, соединяют их прямыми линиями, графические особенности которых отражают определенные количественные характеристики.

Среди них наименее субъективными должны быть признаны число n и площадь S тел в расчете на единицу длины l предполагаемых рудоконтролирующих нарушений. Оба эти коэффициента в известной мере взаимосвязаны, но эта связь не носит характера строгой пропорциональности, поскольку размеры кимберлитовых тел даже в границах одного поля варьируют в широких пределах (см. гл. 5). Геологическая значимость каждого из этих коэффициентов примерно одинакова, а их произведение, отражающее изменчивость каждого из них и обоих вместе, может быть названо "показателем насыщенности кимберлитами" установленных и предполагаемых рудоконтролирующих нарушений:

$$k = nS/l^2. \quad (12)$$

Обозначив градации насыщенности кимберлитами разрывных нарушений, получим возможность графического изображения и анализа пространственного размещения тектонических дислокаций, различающихся по этому признаку. Опыт построения таких схем на примере трех типовых кимберлитовых полей Центральносибирской провинции показал, что в одном поле проекции рудоконтролирующих дислокаций включают все тела, а в двух полях — по 96 % обнаруженных здесь трубок и даек. При этом 70 % тел в первом кимберлитовом поле, 85 и 80 % тел в пределах двух других полей располагаются в местах пересечения предполагаемых рудоконтролирующих нарушений. Следует также подчеркнуть, что большинство (73–81 %) вытянутых в плане диатрем и даек в изученных полях ориентировано согласно с простиранием предполагаемых рудоконтролирующих дислокаций [41].

Полученные результаты с учетом хотя немногочисленных, но достоверно установленных примеров локализации кимберлитовых тел в местах пересечения разломов и совпадение длинных осей диатрем с простиранием рудовмещающих дислокаций позволяют заключить, что построенные с помощью вышеизложенных приемов схемы разрывных нарушений в первом приближении отражают реально существующие системы дислокаций, контролирующие размещение кимберлитов в соответствующих полях. В пользу этого свидетельствует и тот факт, что на продолжении осей несогласных диатрем нередко располагаются трубы, находящиеся на выделенных (по цепочкам тел) дислокациях или на их пересечениях. Анализ главнейших тенденций ориентировки предполагаемых разрывных нарушений в зависимости от числа, протяженности и насыщенности кимберлитами облегчается построением соответствующих роз-диаграмм.

Схемы рудоконтролирующих дислокаций дают возможность уточнять

представления о внутреннем строении кимберлитовых полей, позволяя получать информацию о последовательности образования или обновления и об относительной продолжительности активной жизни тектонических нарушений, контролирующих размещение трубок и даек, а также помогают намечать места вероятного нахождения еще не обнаруженных тел.

Процесс образования кимберлитов в пределах каждого поля охватывал значительный период времени (см. гл. 7). При большой продолжительности вулканизма на площади в сотни и тысячи квадратных километров тектонические напряжения не могли оставаться постоянными, они неизбежно варьировали по интенсивности и направлению. В итоге одни тектонические нарушения контролировали размещение кимберлитовых тел лишь того или иного этапа, а другие претерпевали многократную активизацию и непосредственно влияли на локализацию трубок взрыва и даек, возникших в различные этапы формирования соответствующего кимберлитового поля.

Никакие общегеологические признаки и особенности не содержат информации о последовательности образования или обновления, а также о длительности активной жизни дислокаций, контролирующих размещение трубок и даек. В качестве косвенных критериев разделения дислокаций по относительному времени их образования и сравнительной продолжительности активной жизни в эпоху кимберлитового вулканизма могут служить петрохимические характеристики приуроченных к ним кимберлитов, так как между составом и относительным возрастом кимберлитов установлена определенная зависимость (см. гл. 7, рис. 23). Техника построений достаточно проста: на схеме предполагаемых рудоконтролирующих нарушений показывают местоположение кимберлитовых тел, ориентировку их длинных осей, а также принадлежность к определенным стадиям и этапам вулканизма (по значениям KD_{Ti}^{Fe} и $CD_{Ti}^{(s)}$).

Дробность возрастного расчленения лишь в начале исследований может быть иногда ограничена стадиями, а, как правило, должна быть доведена до этапов. В некоторых полях наряду с многочисленными телами, сформированными в различные этапы нескольких стадий, встречаются единичные тела, породы которых при близких значениях KD_{Ti}^{Fe} значительно отличаются по показателю $CD_{Ti}^{(s)}$ и поэтому, строго говоря, должны быть отнесены к разным этапам одной стадии. Однако при достаточно большом общем числе трубок и даек в изучаемом поле выделение самостоятельных этапов по единичным трубкам или дайкам может привести к излишней пестроте и затруднит анализ карты. Применительно к таким случаям наилучшие результаты нередко могут быть получены при "скользящей" дробности возрастного расчленения: для петрохимических групп, представленных многочисленными выходами пород, следует выделять стадии и этапы вулканизма, а для сравнительно малораспространенных разновидностей можно ограничиться выделением только стадий.

По относительной ориентировке предполагаемых рудоконтролирующих нарушений и вытянутых в плане кимберлитовых тел наблюдаются всевозможные случаи — от строго параллельной до взаимно перпендикулярной. Из-за сложной конфигурации большинства диатрем точное

определение ориентировки удлинения многих из них затруднено, причем интервал неопределенности ("люфт") может достигать 20–30°. В связи с этим целесообразно выделять два крайних случая: ориентировка длинной оси кимберлитового тела примерно согласна ($< \pm 15^\circ$) или несогласна ($> \pm 15^\circ$) с простиранием предполагаемых дизъюнктивных нарушений. При согласной ориентировке предполагаемый разлом может быть признан в качестве рудоконтролирующего для кимберлитов соответствующего этапа и (или) стадии.

Каких-либо специальных критериев, которые позволили бы определить протяженность отрезка разлома, эффективно контролирующего локализацию кимберлитов соответствующей возрастной группы, не существует. В первом приближении ограничительными "вехами" такого отрезка могут служить пересечения с другими разломами, а также места нахождения на изучаемом разломе несогласных кимберлитовых тел. Получаемая в итоге протяженность дизъюнктивных дислокаций, активизировавшихся в эпоху кимберлитового вулканизма и эффективно контролировавших размещение кимберлитов, составляет 40–50 % от общей длины предполагаемых рудоконтролирующих нарушений, которые выделяются "геометрическим" способом.

Активность некоторых нарушений по простиранию не оставалась постоянной во времени, в результате чего одна часть каждого из них являлась локализующей для кимберлитов какого-либо раннего этапа, а другая – для пород относительно более позднего этапа той же или последующей стадии. При наличии на одном отрезке разлома двух и более согласных тел, породы которых относятся к разным стадиям и этапам вулканизма, есть основание говорить о неоднократной активизации такого нарушения в процессе формирования изучаемого поля. Примечательно, что согласные кимберлитовые тела, приуроченные к разломам двух-трехкратной активизации, как правило, относятся к строго последовательным этапам и лишь в единичных случаях имеет место "перескок" через один этап.

10 ОЧАГИ КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ

Обзор гипотез

Вопросы о глубинах зарождения и дифференциации кимберлитовых расплавов, неразрывно связанных с характерными особенностями магматических очагов и генезисом алмаза, оживленно дискутируются на протяжении десятков лет и продолжают привлекать внимание исследователей

до настоящего времени. Существующие представления по этим вопросам распадаются на две большие группы, каждая из которых включает несколько подгрупп.

Согласно представлениям одной группы кимберлитовые расплавы зарождаются в подкоровых глубинах планеты среди пород верхней мантии, где термодинамические условия обеспечивают кристаллизацию алмаза и пиропа. Поднявшись к подножию коры, они затем в короткий срок достигают земной поверхности и застывают, консервируя метастабильный при низких давлениях алмаз. Вторая группа объединяет гипотезы, согласно которым поднявшиеся из подкоровых глубин или глубоких горизонтов земной коры ультраосновные магмы эволюционируют и приобретают специфические особенности, обеспечивающие в дальнейшем возникновение из них кимберлитов на глубине первых километров от земной поверхности в неких промежуточных очагах. В этих очагах в результате взрывов подсасывающих из вмещающих толщ углеводородов или "газовой фазы" магмы при пульсирующих движениях земной коры" возникают условия, необходимые и достаточные для кристаллизации алмаза, который образуется из углерода нефти и газа [6] или из графита метаморфических толщ фундамента платформы [Трофимов В.С., 1967 г.]. Критический разбор перечисленных гипотез не входит в задачу наших исследований, тем более что все эти точки зрения обсуждены в многочисленных специальных работах [39, 66 и др.].

Наиболее разработаны в теоретическом отношении, аргументированы и обоснованы фактическими материалами, а потому и наиболее убедительны гипотезы, согласно которым кимберлиты зарождаются и эволюционируют в верхней мантии. Расхождения между гипотезами этой группы, позволяющие выделять две их подгруппы, касаются места и времени кристаллизации алмазов, пиропов, пироксенов и других минералов "родственных включений".

Сторонники гипотез одной подгруппы считают, что родственные включения и отдельные их минеральные компоненты являются обломками пород верхней мантии, а возникающая при частичном плавлении субстрата кимберлитовая магма служит своего рода "транспортером", выносящим недоплавленный и раздробленный материал из подкоровых глубин к земной поверхности [66 и др.]. Механизм подъема кимберлитовых расплавов в верхней мантии с глубины 100–200 км к подножию земной коры авторами этих гипотез не обсуждается, хотя из-за господствующих там температур и давлений высокая пластичность субстрата исключает возникновение любых видов разломов.

Согласно гипотезам второй подгруппы кимберлитовые магмы возникают также в результате частичного плавления мантийных пород, а радиальное перемещение их осуществляется по механизму зонного плавления. Поступательное радиальное движение расплава при таком механизме происходит в результате проплавления кровли и осаждения близкого по объему количества вновь кристаллизующихся минеральных фаз в нижней части магматического очага. Как термодинамические расчеты, так и экспериментальные исследования свидетельствуют, что в процессе зонной

плавки вновь кристаллизующиеся минеральные фазы являются относительно более тугоплавкими, чем подвергавшиеся расплавлению, благодаря чему менее тугоплавкие соединения и летучие компоненты накапливаются в расплаве. Следовательно, радиальное перемещение магматических очагов по механизму зонной плавки неизбежно сопровождается постепенным изменением состава магмы.

Химический баланс и энергетика кинематической дифференциации кимберлитовых и пикритовых расплавов при подъеме их в породах верхней мантии детально рассмотрены в специальных работах автора [39, 40]. Правомерность теоретических построений и справедливость уравнений, использованных для расчетов кинематической дифференциации щелочно-ультраосновных магм, была проверена и подтверждена на примере богатого набора порфировых пород пикритовой фации Маймеч-Котуйского района Сибирской платформы. Для наглядности фигуративные точки эфузивных ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород этого района и теоретически рассчитанных составов магм пикритовой фации, которые получаются после проплавления различных объемов субстрата, нанесены на петрохимическую диаграмму, построенную по методу А.Н. Заварицкого (рис. 26). Из диаграммы следует, что фигуративные точки расплавов, составы которых были теоретически вычислены, располагаются в виде полосы, являющейся, по существу, осредняющей к вариационной кривой эфузивных пород Маймеч-Котуйского района. Наблюдаемые совпадения не случайны и, несомненно, свидетельствуют о правомерности использования принципов зонной плавки при генетических построениях, а также о возможности количественных оценок степени дифференциации ультраосновных расплавов и возникающих из них пород кимберлитовой и пикритовой фаций.

Не останавливаясь детальнее на обсуждении этой большой проблемы, отметим лишь, что степень дифференциации кимберлитовых и пикритовых расплавов определяется степенью контрастности состава расплавляющихся и кристаллизующихся фаз, а также объемом переплавляющихся пород субстрата, который зависит от пути, пройденного магматическим очагом в верхней мантии по механизму зонного плавления. При этом кристаллизующиеся из кимберлитовых магм минеральные фазы, по всей вероятности, не полностью осаждаются в тыловой (донной) части расплавленной зоны, а частично подхватываются конвективными потоками и формируют сегрегационные обособления ("родственные включения").

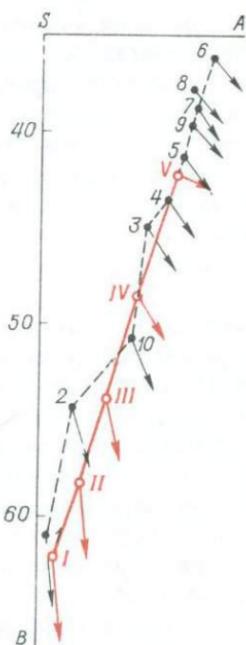
Кимберлитовые расплавы, достигающие подножия земной коры, быстро поднимаются по ее ослабленным зонам и либо прорываются к земной поверхности, формируя диатремы, либо застывают вблизи нее в виде трещинных и пластовых интрузий. Предположения о существовании каких-либо промежуточных очагов на глубине 1–4 км [Трофимов В.С., 1967 г.] или на границе платформенного чехла и кристаллического фундамента [6] противоречат геологическим наблюдениям и несостоятельны с энергетических позиций.

К категории геологических наблюдений, отвергающих наличие промежуточных очагов кимберлитовой магмы на границе чехла и фундамен-

Рис. 26. Вариационная петрохимическая диаграмма эфузивных ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород Маймеч-Котуйского района и вероятного состава расплавов пикритовой фации, получающегося при зонной плавке различного объема вещества верхней мантии [40].

1 — маймечинская свита, меймечит (5 анализов); ардыкан-ская свита; 2 — пикритовый порфирит (2), 3 — оливиновый мелилитит (2), 4 — авгитит (3), 5 — оливиновый меланефелинит (10), 6 — лимбургит (3); дельканская свита: 7 — лимбургит (2), 8 — оливиновый анальци-мит (4), 9 — оливиновый меланефелинит (2); 10 — средне-взвешенный состав пород рай-она.

Состав расплава при отношении объема переплавленного вещества мантии к объему магматического очага: I — 1 (исходный расплав), II — 10, III — 20, IV — 30, V — 40.



та платформы, следует в первую очередь отнести многочисленные примеры залегания кимберлитовых трубок, и в том числе крупнейшей в мире диатремы "Мвадуи", среди гранитов и гнейсов. По просьбе одного из авторов рассматриваемой гипотезы (В.В. Ковальского) было проведено бурение на трубке Среднекуонамского поля, где фундамент залегает на глубине 100–200 м от современной поверхности. Скважина прошла по кимберлитовой брекчии около 300 м, опустившись более чем на 100 м ниже раздела чехла и фундамента. При этом не было обнаружено не только ни малейших признаков очага, но и никаких существенных изменений в составе, структуре и текстуре кимберлитовой брекчии.

Другим не менее важным фактом, свидетельствующим против существования промежуточных очагов кимберлитовой магмы, является наличие в этих породах алмаза. И действительно, если бы существовали некие промежуточные очаги на глубине 1–4 км, то кимберлитовые магмы вместе с заключенными в них алмазами какое-то время должны были находиться в этих очагах (хотя бы в период заполнения). Результатом такой задержки согласно термодинамическим расчетам и экспериментальным данным неизбежно должно было стать полное замещение алмаза графитом, который представляет собой стабильную модификацию углерода в гипабиссальных условиях.

Предположения сторонников этих гипотез о создании и поддержании в промежуточных очагах высоких давлений благодаря "газовой фазе" магмы при пульсирующих движениях земной коры" или взрывам подса-

сывающихся из вмещающих толщ углеводородов не более убедительны и, пожалуй, еще более уязвимы для критики, чем само представление о промежуточных очагах. Альянс газовой фазы и пульсирующих движений земной коры в качестве причины возникновения в промежуточных очагах давлений, обеспечивающих кристаллизацию алмаза, несостоятелен хотя бы потому, что, как известно, *n*-кратное повышение давления газа даже при постоянной температуре требует столько же кратного сокращения его объема. Пульсирующее по режиму значительное сокращение объема промежуточного очага невозможно без весьма высокой упругости и сжимаемости или хотя бы высокой пластичности окружающих очаг горных пород.

Однако даже в этом (совершенно непригодном для называемых В.С. Трофимовым глубин 1–4 км) случае давления внутри и особенно на контактах участвующих в пульсации жестких блоков, очевидно, должны были бы существенно превышать давление в гораздо более "податливом" из-за присутствия газовой фазы кимберлитовому очагу. Если бы при пульсационных или каких-либо иных региональных процессах действительно достигались такие напряжения, то последствия их в виде разных по типу, но обширных по масштабам тектонических дислокаций в самых верхних горизонтах земной коры не остались бы незамеченными. Да и сами промежуточные очаги кое-где были бы выведены на земную поверхность, поскольку в кимберлитовых провинциях мира достаточно участков, денудационный срез которых превышает 1 км.

Гипотеза, согласно которой колоссальные давления в промежуточных очагах поддерживаются благодаря взрывам самодetonирующих смесей углеводородов, подсасывающихся из вмещающих толщ, не только является умозрительной, но по существу относится к категории моделей "вечных двигателей": нефть и газ из пластов осадочных пород подсасываются (!) в магматический очаг, где давление выше в несколько десятков раз.

Существование промежуточных очагов кимберлитовой магмы в гипабиссальных условиях встречает трудности и с энергетических позиций. Известно, что суммарный объем кимберлитовых пород даже в крупнейших провинциях измеряется лишь единицами кубических километров [36], а в пределах любого из полей объем пород не превышает десятых долей кубического километра. Объем одного или нескольких промежуточных очагов, с которыми предположительно связывается образование кимберлитовых тел отдельно взятого поля, по всей вероятности, не мог существенно отличаться от приведенных цифр. При столь малом объеме расплава сколько-нибудь продолжительное существование внутрикорового очага неизбежно привело бы к исчерпанию запасов тепла и к кристаллизации магмы.

Таким образом, все изложенное позволяет с определенностью говорить не о коровых (и тем более гипабиссальных), а лишь о мантийных очагах кимберлитовой магмы. Непродолжительный подъем магмы от подножия земной коры к ее верхним горизонтам и быстрое застывание в небольших по объему трубках и дайках обеспечивают сохранение мета-

стабильного в этих условиях алмаза. Любая сколько-нибудь продолжительная задержка кимберлитовых расплавов на пути из подкоровых глубин к земной поверхности неминуемо привела бы к полной графитизации алмазов, поскольку геологические данные свидетельствуют об отсутствии каких-либо локальных участков в земной коре, где возникали бы и значительное время поддерживались давления 4000–6000 МПа.

О характере и числе магматических очагов в кимберлитовых полях

Кимберлитовые породы, выполняющие трубы и дайки даже одного поля, существенно различаются по химическому составу и относительно му времени внедрения (см. гл. 2 и 7), что, вероятно, может рассматриваться как свидетельство в пользу множественности сформировавших эти породы магматических очагов. Очевидно, что при всей важности данного вопроса для затрагиваемых в работе проблем оценка вероятного числа магматических очагов, из которых сформировались кимберлитовые тела отдельно взятого поля, представляет значительные теоретические и методические трудности.

Первым шагом в этом направлении, естественно, явился анализ пространственного размещения разных по химическому составу кимберлитов в наиболее изученных полях. Результаты сравнительных исследований петрохимических особенностей кимберлитов, развитых на различных участках поля, в принципе должны служить базой для оценки числа, примерного местоположения и специфики магматических очагов, сформировавших породы изучаемого поля. Обнаружение зональности распределения важнейших показательных элементов в масштабе поля или отдельных его участков могло бы рассматриваться как указание на эволюцию единого для всего поля очага или на специфику нескольких разобщенных в пространстве локальных очагов.

В итоге визуального анализа материалов намечаются некоторые не вполне отчетливые тенденции зонального размещения кимберлитов с различным содержанием показательных элементов. Однако проведением тренд-анализа доказано отсутствие какой-либо зональности распределения железа, титана и алюминия в детально изученных типовых кимберлитовых полях. При достоверности тренда 25 % на окраинах всех полей наблюдаются и минимумы, и максимумы содержаний рассмотренных элементов. Более того, характер поверхностей тренда не дает основания считать, что зональность может проявиться при дальнейшей генерализации исходных данных (т.е. при вычислении тренда с достоверностью 50 или 100 %). Несомненным свидетельством в пользу справедливости полученных результатов является почти полная аналогия трендов железа и титана, обладающих сходной геохимией, при существенно ином, почти противоположном, характере тренда алюминия, который резко отличается по геохимии от этих двух элементов. Анализ трендов распределения важнейших показательных элементов в кимберлитах приводит к выводу, что интер-

претация их в плане оценки вероятного числа магматических очагов даже в наиболее изученных полях сильно затруднена или невозможна. Следовательно, для выполнения таких оценок надо искать другой путь.

При теоретических оценках вероятного числа магматических очагов, ответственных за формирование кимберлитовых тел любого отдельно взятого поля, искомая величина может быть ограничена двумя крайними допущениями: 1) все трубки и дайки изучаемого поля возникли из расплавов, генерированных единым очагом; 2) каждое тело простого строения и каждая генерация пород в тела сложного строения возникли из расплавов, сформировавшихся в самостоятельных магматических очагах. Изложенное может быть представлено в виде следующего выражения:

$$1 \leq N \leq T + \Gamma, \quad (13)$$

где N – вероятное число магматических очагов в изучаемом кимберлитовом поле; T – общее число кимберлитовых тел простого строения; Γ – общее число генераций кимберлитовых пород в телах сложного строения.

Однако достигаемая при этом высокая степень надежности обесценивается чрезмерно широким диапазоном равнодопустимых значений искомой величины. И хотя совершенно очевидно, что действительное число магматических очагов, генерировавших расплавы в процессе формирования любого кимберлитового поля, заключено в определяемом согласно неравенству (13) диапазоне, точнее установить их число с помощью общепринятых геолого-петрографических методов невозможно.

Подойдем к решению этой задачи другим путем, используя результаты исследований, изложенные в предыдущих разделах данной работы, в первую очередь выявленную зависимость между режимом и степенью дифференциации расплавов, петрохимическими особенностями (типами) и последовательностью образований кимберлитовых пород. Существенные различия контрастности дифференциации по железу (KD_{Ti}^{Fe}), отражающей энергетику подкоровых магматических процессов, позволяют выделять наиболее крупные возрастные группы пород (см. гл. 7, рис. 23), временные интервалы которых в каждом поле могут отождествляться с отдельными стадиями его формирования.

На протяжении каждой стадии могли возникать породы нескольких (до четырех) петрохимических типов, которые при близких значениях KD_{Ti}^{Fe} имели сходные или существенно различающиеся показатели $CD_{Ti}^{(s)}$. В последнем случае породы даже одного петрохимического типа согласно вышеизложенным принципам и фактическим данным должны быть отнесены к разным этапам одной стадии. Поскольку на протяжении каждого этапа формировались породы нескольких петрохимических типов, постольку этапы в свою очередь распадаются на отдельные фазы. Отсюда следует, что фаза – это отрезок времени, на протяжении которогоировался комплекс пород одного петрохимического типа ("однотипных пород"), относящихся по показателям $CD_{Ti}^{(s)}$ и KD_{Ti}^{Fe} к одному этапу соответствующей стадии. Последовательность фаз в пределах этапа на современном уровне знаний определить не представляется возможным. Общее число Φ фаз внедрений кимберлитовой магмы в любом поле мо-

жет быть выражено следующей формулой:

$$\Phi = a_{n_1} + b_{n_{1-2}} + \dots + v_{n_8}, \quad (14)$$

где n_1, n_{1-2}, \dots, n_8 — наблюдаемые петрохимические типы пород (см. рис. 21); a, b, \dots, v — число существенно разных по СД_{Ti}^(s) комплексов среди пород каждого петрохимического типа.

Как следует из результатов изучения физико-химических условий образования кимберлитов, дифференциация расплавов происходит почти исключительно в подкоровых глубинах, причем ведущим механизмом этих процессов является зонная плавка. Прорыв магмы в зоны глубинных разломов и быстрый подъем по ним к земной поверхности практически исключают дальнейшие изменения валового состава магмы и выделившихся из нее порфировых вкрапленников, а внедрение в полости диатрем и близповерхностные трещины приводят к застыванию расплава, что завершает консервацию глубинного вещества, за исключением летучих компонентов.

В едином магматическом очаге, эволюционирующем по механизму зонной плавки, дифференциация по контрастности процесса для всех главнейших элементов определяется термодинамическим режимом и в целом бывает достаточно выдержанной. И наоборот, степень дифференциации расплава в верхних и нижних частях камер не может быть идентичной: обязательным условием и одновременно следствием радиального перемещения магматических очагов путем проплавления кровли и осаждения кристаллата на дне камеры при неуклонном падении температуры и давления является относительное снижение степени дифференциации магмы в апикальных частях камеры и повышение в придонных по сравнению со средними значениями по всей системе. Расчеты баланса вещества при кинематической дифференциации кимберлитовых магм свидетельствуют о том, что амплитуда неизбежной изменчивости состава расплава у кровли и дна камеры в любой момент времени относительно невелика. Можно считать, что эта амплитуда значительно меньше колебания показателей степени дифференциации у пород, которые согласно приведенной выше схеме следует отнести к единому этапу формирования поля.

На основании изложенного можно значительно сузить интервал равнодопустимых значений вероятного числа магматических очагов N , ответственных за формирование кимберлитов отдельно взятого поля. Искомая величина N , безусловно, превышает число стадий C , но лишь немного больше или равна числу этапов \mathcal{E} и меньше или равна числу фаз внедрения кимберлитовой магмы, т.е.

$$C < \mathcal{E} \leq N \leq \Phi. \quad (15)$$

Определенную сложность представляет задание граничных значений СД_{Ti}^(s) для комплексов пород одного петрохимического типа, которые можно связывать с самостоятельными магматическими очагами. При корректных оценках значимости расхождения экстремальных и средних

ТАБЛИЦА 8

Количественное распределение (об. %) петрохимических групп и типов кимберлита

вых пород в главнейших полях Центральносибирской провинции

Пetroхимические группы и типы кимберлитовых пород		Поля кимберлитов алмазной субфации				Поля кимберлитов алмазной и пироповой субфаций				Поля кимберлитов пироповой субфации и пикритов										
		Малоботуйбинское	Мархино-Алакитское	Далдынское	Верхнемунское	Чомурдахское	Омонос-Укукитское	Омонос-Суханское	Лучканское	Куранахское	Среднеку-намское	Нижнеук-китское	Морторунское	Джюженское	Нижнеук-китское	Мерчимден-ское	Верхнемоло-динское	Куйско-Беенчимское	Орто-Бырыгахское	
(5) Группы пород, выделяемые по относительным значениям показателя СД Т1	КД Fe	+ (50 ÷ 100)	-	< 1	1	2	1	12												
	Ti	+ (10 ÷ 50)	68	31	3	84	78	62	57	6	97	63	70	83	42	99	67	24	44	80
		(-10) ÷ (+10)	18	53	54	4	2	15	42	9	-	11	18	17	5	1	6	75	7	20
		- (10 ÷ 50)	10	10	40	7	19	5	-	-	-	< 1	7	-	9	-	< 1	1	-	-
		- (50 ÷ 100)	4	6	2	3	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Типы пород (распределение дано в соответствии со значениями показателя СД Т1)		$\frac{< 25; 25-62}{63-100; >100}$																		
1		28; - -; -	- ; 6 1; -	< 1; 1 1; -	-	1; 46 18; 1	- ; 4 36; 27	- ; - 35; -	- ; 10 27; 2	- ; 52 < 1; -	- ; 34 40; 1	8; 38 4; -	- ; 19 64; -	- ; 26 5; -	- ; 53 26; -	20; 24 37; 2	- ; 16 6; -	30; 23 - ; -	-	
1-2		6; 5 -; -	45; 1 - ; -	- ; 43 - ; -	- ; < 1 - ; -	- ; 1 - ; -	- ; 5 6; -	- ; 40 - ; -	- ; 4 - ; -	- ; 9 - ; -	5; 4 - ; -	- ; 17 - ; -	- ; 5 - ; -	- ; 1 - ; -	- ; 1 1; -	- ; 4 - ; -	- ; 73 - ; -	2; - - ; -	26; - - ; -	
1-3		- ; - 1; -	1; - - ; -	1; 2 - ; -	- ; 17 - ; -	- ; 2 - ; -	- ; 5 1; -	- ; 2 23; -	- ; 19 21; 1	- ; 48 1; -	2; - 11; 2	- ; 7 6; -	- ; 11 - ; 4	- ; 14 - ; 6	-	-	-	- ; 18 - ; -	-	
1-5		- ; 34 - ; -	- ; < 1 - ; -	-	- ; 1; 3 - ; -	-	- ; 2 - ; -	-	-	-	-	-	-	- ; 45 - ; -	-	12; - - ; -	1; 1 - ; -	-	-	
2		9; - - ; -	7; 1 - ; -	9; 13 - ; -	5; - - ; -	15; - 4; -	5; 1 - ; -	-	-	-	-	-	-	-	-	- ; - - ; -	- ; 1 - ; -	-	- ; 63 - ; -	
2-6		4; 1 - ; -	- ; 1 1; -	12; 1 - ; -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17; - - ; -	
2-8		7; - - ; -	-	3; < 1 - ; -	- ; 6 - ; -	-	4; 4 - ; -	-	-	- ; 1 - ; -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
3		-	2; 9 - ; -	- ; 1 - ; -	- ; 12 - ; -	-	- ; - 1; -	-	- ; 10 7; -	-	-	- ; 6 - ; -	-	-	-	-	-	-	-	
3-4		-	- ; 2 - ; -	- ; < 1 - ; -	- ; 25 - ; -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
3-8		-	- ; . - ; -	- ; < 1 - ; -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
4		-	- ; 1 - ; -	- ; 1 - ; -	30; - - ; -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5		-	- ; 10 - ; -	- ; 1 - ; -	- ; 1 - ; -	12; - - ; -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20; - - ; -	-	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 8

Пetroхимические группы и типы кимберлитовых пород		Поля кимберлитов алмазной субфации				Поля кимбер
		Малоботу-финское	Маркино-Алакитское	Дальниńskое	Верхнемун-ское	
Типы пород (распределение дано в соответствии со значениями показателя СД _{Ti} ⁽⁵⁾ :						
$< 25; 25 - 62$						
$\frac{63 - 100; > 100}{}$						
	5-6	—	3; 1 —; —	—; 9 —; —	—	—
	6	—	—; 1 —; —	—; 1 —; —	—	—
	6-7	—	1; 1 —; —	—; 1 —; —	—	—
	7	—	—; 1 —; —	—	—	—
	7-8	—	2; — —; —	—	—	—
	8	—	1; 1 —; —	—; 2 —; —	—	—

значений СД_{Ti}⁽⁵⁾ у таких комплексов однотипных пород число магматических очагов в изучаемом поле может быть принято равным

$$N \approx a_{n_1} + b_{n_{1-2}} + \dots + v_{n_8}. \quad (16)$$

По линейным размерам в плане большинство кимберлитовых полей меньше или примерно равно толщине земной коры на соответствующих участках платформ. Если не исключать возможность того, что кимберлитовые расплавы использовали для подъема к земной поверхности наряду с вертикальными и субвертикальными также и существенно наклонные нарушения в земной коре, то все тела, сложенные близкими по СД комплексами однотипных пород, условно можно связывать с единым магматическим очагом. И лишь для полей, линейные размеры которых существенно превышают толщину земной коры, нельзя исключать принципиальную возможность функционирования двух и более очагов, генерировавших расплавы, сходные по всем петрохимическим характеристикам. Для таких полей вычисленные по формуле (16) значения N следует рассматривать как минимальную оценку интересующего нас числа. При корректировке его надо учитывать пространственное размещение однотипных

литов алмазной и пироповой субфаций						Поля кимберлитов пироповой субфа- ции и пикротов					
Омонос- Суханское	Лучаканско	Куранахское	Среднеку- намическое	Нижнеку- намическое	Моторчунское	Джюкенское	Нижнеуку- китское	Меримден- ское	Верхнемоло- динское	Куйско- Беенчимское	Орто-Ыры- гахское
—	—	—	—	—	10; — —; —	—	—	—; <1 —; —	2; — —; —	7; — —; —	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—; — —; —	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

пород: нахождение таких пород на двух изолированных и значительно удаленных друг от друга участках обширного поля можно считать основанием для предположения о связи их с двумя самостоятельными очагами.

Диапазон дифференциации расплавов и количественное распределение разнотипных пород обнаруживают значительную изменчивость в кимберлитовых полях не только целой провинции, но даже единой фациальной зоны провинции (табл. 8). Приведенные в табл. 8 данные позволяют сделать ряд важных выводов. По значениям показателя КД среди пород большинства (десяти) полей выделяются три-четыре группы, в четырех полях — две и в четырех — пять групп. Примечательно, что большинство кимберлитовых пород каждого поля относится к какой-либо одной группе и только в трех полях количества пород, принадлежащих двум смежным группам, примерно равны (Омонос-Суханское, Джюкенское и Куийско-Беенчимское поля). Сходные тенденции выявляются при анализе количественного соотношения пород различных петрохимических типов: в большинстве полей существенно преобладают кимберлитовые породы какого-либо одного (чаще первого) петрохимического типа. В трех полях примерно равные количества пород относятся к двум петрохимическим типам, а в одном — к трем типам.

ТАБЛИЦА 9

Некоторые характеристики формирования главнейших полей
Центральносибирской кимберлитовой провинции

Поля	Число			Вероятное число магматических		
	изученных тел <i>T</i>	внедренный <i>B</i> * петрохимических типов <i>P</i>	стадий <i>C</i>	этапов <i>Э</i> **	фаз ≈ очагов <i>N</i> **	
Малоботуобинское	9	12	7	4	7	9
Мархино-Алакитское	38	47	16	4	11	23
Далдынское	52	63	13	4	10	18
Верхнемунское	14	15	9	5	7	10
Чомурдахское	17	19	5	4	8	9
Омонос-Укукитское	35	37	7	5	10	13
Омонос-Суханское	6	6	3	3	3	4
Лучаканская	23	26	4	3	6	8
Куранахское	10	15	2	2	5	4
Среднекуонамское	36	40	4	4	11	8
Нижнекуонамское	41	45	7	4	8	11
Моторчунское	3	5	2	2	3	3
Джюкенское	17	19	5	4	6	7
Нижнеукукитское	8	8	3	2	4	5
Мерчимденское	19	22	6	4	9	10
Верхнемолодинское	13	13	6	3	3	8
Куйско-Беенчимское	10	10	5	3	5	6
Орто-Ырыгахское	3	3	3	2	3	3

* Число внедрений принимается равным сумме кимберлитовых тел простого строения и генераций кимберлитовых пород в телах сложного строения [формула (13)].

** Числа *N* и *Э* определены при допущении, что все породы Центральносибирской провинции могут быть разделены на четыре комплекса по значениям СД $\text{Ti}^{(5)}$: < 25 ; $25 - 62$; $62 - 100$; > 100 (см. табл. 8).

Породы в полях алмазной субфации характеризуются преимущественно малой, реже умеренной и как исключение — повышенной степенью дифференциации. В полях совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций большая часть пород имеет умеренную и повышенную степень дифференциации при подчиненном количестве слабо и сильно дифференцированных разновидностей. Поля кимберлитов пироповой субфации и пикритов как по общему уровню дифференциации, так и по количественному соотношению разно дифференцированных пород занимают промежуточное положение между двумя названными выше группами полей.

Интерпретация помещенных в табл. 8 петрохимических данных на основе изложенных принципов позволяет оценить число стадий и этапов

ТАБЛИЦА 10

Соотношения приведенных в табл. 9 характеристик формирования некоторых полей
Центральносибирской кимберлитовой провинции

Фация	Субфация	Поля	\mathcal{E}/C	N/C	T/C	B/C	P/C	T/\mathcal{E}	B/\mathcal{E}	P/\mathcal{E}	N/\mathcal{E}	T/N	B/N	P/N
Кимберли-товая	Алмазная	Далдынское	2,5	4,5	13,0	15,8	3,2	5,2	6,3	1,3	1,8	2,9	3,5	0,7
		Мархино-Ала-китское	2,8	5,8	9,5	11,8	4,0	3,4	4,7	1,5	2,1	1,7	2,0	0,7
		Среднее	2,6	5,2	11,2	13,8	3,6	4,3	5,5	1,4	2,0	2,3	2,8	0,7
	Алмазная и пироповая	Чомурдахское	2,0	2,2	4,2	4,8	1,2	2,1	2,4	0,6	1,1	1,9	2,1	0,6
		Омонос-Уку-китское	2,0	2,6	7,0	7,4	1,4	3,5	3,7	0,7	1,3	2,7	2,8	0,5
		Лучаканское	2,0	2,7	7,7	8,7	1,3	3,8	4,3	0,7	1,3	2,9	3,2	0,5
		Среднекую-намкское	2,8	2,0	8,0	8,8	1,0	3,3	3,6	0,4	0,7	4,5	5,0	0,5
		Нижнекую-намкское	2,0	2,8	10,2	11,2	1,8	5,1	5,6	0,9	1,4	3,7	4,1	0,6
		Среднее	2,2	2,5	7,4	8,2	1,3	3,6	3,9	0,7	1,2	3,1	3,4	0,5
	Пироповая	Мерчимден-ское	2,2	2,5	4,8	5,5	1,5	2,1	2,4	0,7	1,1	1,9	2,2	0,6
Пикритовая		Джюкенское	1,5	1,8	4,2	4,8	1,2	2,8	3,2	0,8	1,2	2,4	2,7	0,7

вулканизма, а также наметить возможное число магматических очагов в 18 главнейших полях Центральносибирской кимберлитовой провинции (табл. 9). При анализе полученных результатов следует учитывать, что из-за принятого в табл. 8 разделения однотипных пород на четыре группы по значениям $CД_{Ti}^{(s)}$ фактическое число этапов кимберлитового вулканизма достигает приводимых в табл. 9 значений лишь в некоторых из перечисленных полей. Для повышения точности и надежности оценок по каждому полю группировку однотипных комплексов пород следует проводить с учетом их естественных граничных значений $CД_{Ti}^{(s)}$. При таком подходе устанавливается, что число подобных ("естественных") комплексов среди пород одного петрохимического типа в каждом отдельно взятом поле, как правило, не превышает двух-трех. Отсюда следует, что наиболее вероятное число этапов кимберлитового вулканизма, принимаемое в первом приближении за величину N [формула (15)], в большинстве полей несколько уступает цифрам, приведенным в табл. 9.

Допуская, что число фаз вулканизма примерно соответствует числу магматических очагов, проанализируем помещенные в табл. 9 цифровые характеристики, отражающие некоторые особенности формирования главнейших кимберлитовых полей Центральносибирской провинции. Поскольку четкость и надежность всякого рода статистических закономерностей в значительной степени зависит от числа изученных объектов, представляется целесообразным принимать во внимание результаты, получаемые по кимберлитовым полям с числом изученных тел больше 15. Таких полей девять, в том числе два поля кимберлитов алмазной субфации, пять — совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, одно — кимберлитов пироповой субфации и одно — пород пикритовой фации ультраосновного вулканизма (табл. 10).

Количественные соотношения характеристик формирования этих полей свидетельствуют о том, что средние числа магматических типов пород, приходящихся на одну стадию вулканизма, максимальны в полях кимберлитов алмазной субфации, последовательно убывают в полях смешанных и пироповой субфаций, опускаясь до минимума в пикритовых полях. Отношения соответствующих характеристик к числу этапов вулканизма в каждом отдельно взятом поле также неуклонно убывают от кимберлитов алмазной до пироповой субфации, а в пикритах опять поднимаются и даже несколько превышают аналогичные показатели в пироповой субфации.

Связывая формирование каждого однотипного комплекса пород в пределах одного поля с самостоятельным магматическим очагом и учитывая существенные различия объемов разных комплексов, можно определить наиболее "продуктивные" очаги как по фациальным группам пород в целом, так и в границах отдельных полей. Проанализировав данные табл. 8, получим, что наиболее продуктивные очаги в полях совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций генерировали умеренно и повышенно дифференцированные расплавы лишь первого петрохимического типа. В полях развития кимберлитов "чисто" алмазной суб-

фации самыми продуктивными магматическими очагами "поставлялись" слабо и умеренно дифференцированные расплавы, относящиеся к трем петрохимическим типам: 1-2 (Мархино-Алакитское и Далдынское поля), 1-5 (Малоботуобинское поле) и 4 (Верхнемунское поле). Из четырех полей развития кимберлитов пироповой субфации в трех наиболее продуктивные очаги генерировали слабо, умеренно и повышенно дифференцированные расплавы петрохимического типа 1. В четвертом (Верхнемолодинском) поле самый продуктивный очаг явился источником умеренно дифференцированных расплавов промежуточного типа 1-2. Наиболее продуктивные очаги в двух пикритовых полях генерировали умеренно дифференцированные расплавы, относящиеся к разным петрохимическим типам: 1-5 (Джюкенское) и 2 (Орто-Ырыгахское).

ЧАСТЬ II

ДИАТРЕМЫ НЕКИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

11

ДИАТРЕМЫ ЩЕЛОЧНЫХ
БАЗАЛЬТОИДОВ И КАРБОНАТИТОВ

Среди некимберлитовых пород, заполняющих трубы взрыва в пределах древних и молодых платформ, по составу можно выделить три большие группы. К первой группе по праву должны быть отнесены наиболее близкие по составу, условиям образования, а нередко и территориально ассоциирующие с кимберлитами щелочные базальтоиды и карбонатиты. К второй группе принадлежат породы трапповой формации, к третьей — трахиты.

Трубчатые тела щелочных базальтоидов и карбонатитов известны во многих регионах мира. Наиболее характерны они для периферийных зон кимберлитовых провинций. Возрастной диапазон образования этих диатрем чрезвычайно широк — от протерозоя до современных. Последнее обстоятельство очень важно, поскольку наличие наряду с древнейшими жерлами и современных действующих вулканов, извергающих продукты щелочно-базальтоидного и карбонатитового состава, позволяет лучше понять процессы их формирования.

Анабарский район

В Анабарском районе Сибирской платформы установлено большое число диатрем, сильно измененные породы которых содержат ре-

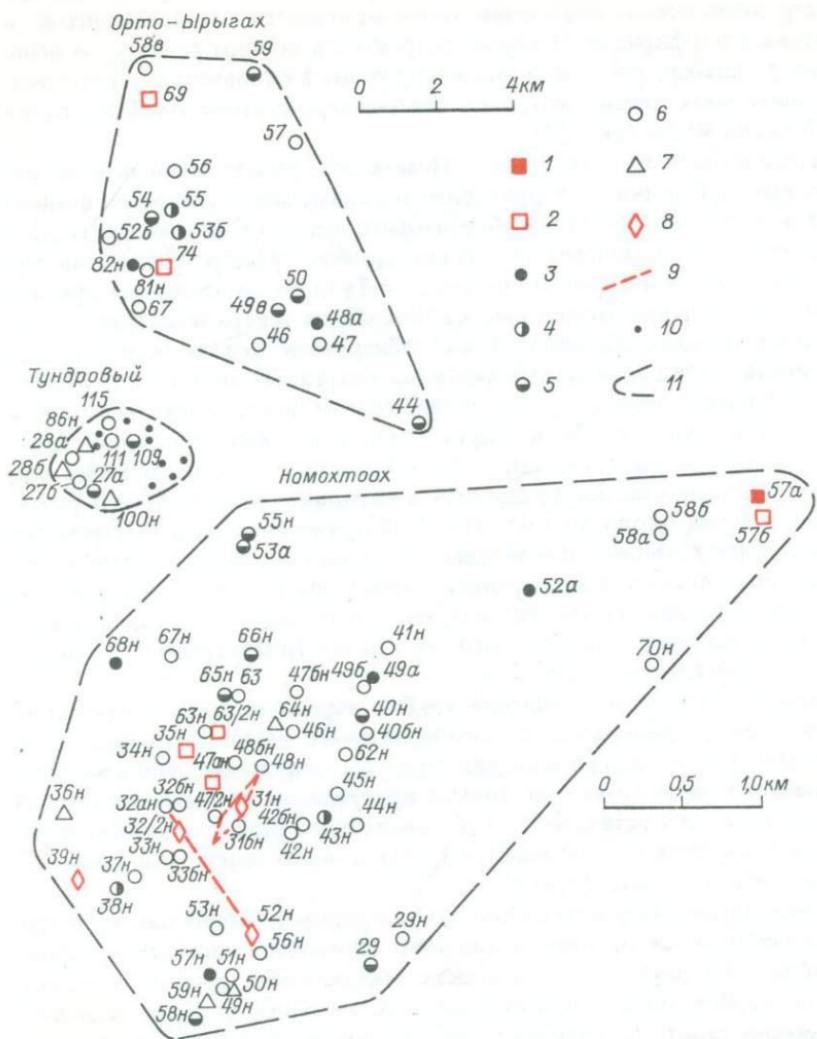


Рис. 27. Схема расположения трубок взрыва на левобережье р. Анабар.

1 – туфобрекции кимберлитов; 2 – туфобрекции пикритовых порфиритов; щелочные базальтоиды; 3 – сильно карбонатизированные массивные разновидности, 4 – эруптивные брекции, 5 – туфобрекции, 6 – ксенотуфобрекции; взрывные брекции дробления: 7 – карбонатных пород, 8 – карбонатных пород с железистой и другой минерализацией; 9 – зоны дробления и минерализации в карбонатных породах; 10 – непроверенные аномалии трубочного типа; 11 – предполагаемые границы участков.

ликты щелочных минералов и как по петрографическим признакам, так и в петрохимическом отношении четко отличаются от кимберлитов и пикритовых порфиритов. Наиболее широко эти породы развиты на левобережье р. Анабар, где они сконцентрированы в основном на трех участках, образующих линейную группу север-северо-восточного простирания длиной около 40 км (рис. 27).

Южный из этих трех участков — Номохтоох, расположенный в бассейне одноименной речки, — территориально совмещен с северным окончанием Нижнекуонамского кимберлитового поля. Общее число эксплозивных тел здесь 56, причем пять из них сложено туфобрекчиями кимберлитов и пикритовых порфиритов. Участок Тундровый находится примерно в 10 км северо-восточнее участка Номохтоох в верховьях руч. Талахтаах. Здесь на площади около 7 км² обнаружено девять эксплозивных тел и девять оставшихся непроверенными магнитных аномалий трубочного типа. Примечательно, что установленные и предполагаемые трубы взрыва размещаются почти по кругу, образуя подобие кольцевой структуры. Самый северный участок — Орто-Ырыгах — находится менее чем в 10 км севернее участка Тундровый в верховьях одноименного ручья. Площадь участка около 40 км². Из 18 обнаруженных здесь диатрем две сложены туфобрекчиями пикритовых порфиритов; одна аномалия трубочного типа осталась непроверенной. Легко заметить ярко выраженную тенденцию убывания плотности диатрем (числа диатрем на единицу площади) в направлении с юга на север: на участке Номохтоох — 7, Тундровый — 2,5, Орто-Ырыгах — 0,5.

В морфологическом отношении трубы взрыва щелочных базальтоидов (рис. 28) не отличаются от кимберлитовых диатрем (см. рис. 1—6, 11, 12). Однако по средней площади (0,91 га) они значительно превосходят кимберлитовые трубы не только прилежащих Куонамских полей (0,54 га), но и всех остальных полей совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций (0,33 га) и чисто пироповой субфации (0,27 га) Сибирской платформы.

Трубы взрыва на участке Номохтоох прорывают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия. На двух других участках вмещающими трубы породами являются карбонатные отложения среднего кембрия. О возрасте вулканитов можно судить по наличию в них обломков обугленной древесины. По заключению И.А. Шилкиной (Ботанический институт АН СССР), эти остатки принадлежат к роду *Arancariopitys* sp. из формальной группы *Protopinaceae*. Представители этого рода распространены в отложениях от рэта (T_3) или низов юры до верхней юры или нижнего мела включительно [37].

Породы, выполняющие трубчатые тела в Анабарском районе, за исключением типичных кимберлитов и пикритовых порфиритов, представлены сильно измененными породами, которые мы по комплексу признаков относим к группе щелочных базальтоидов. В связи с почти полной карбонатизацией и наличием в большинстве пород редкометалльных минералов эти породы наряду с полностью карбонатизированными кимберли-

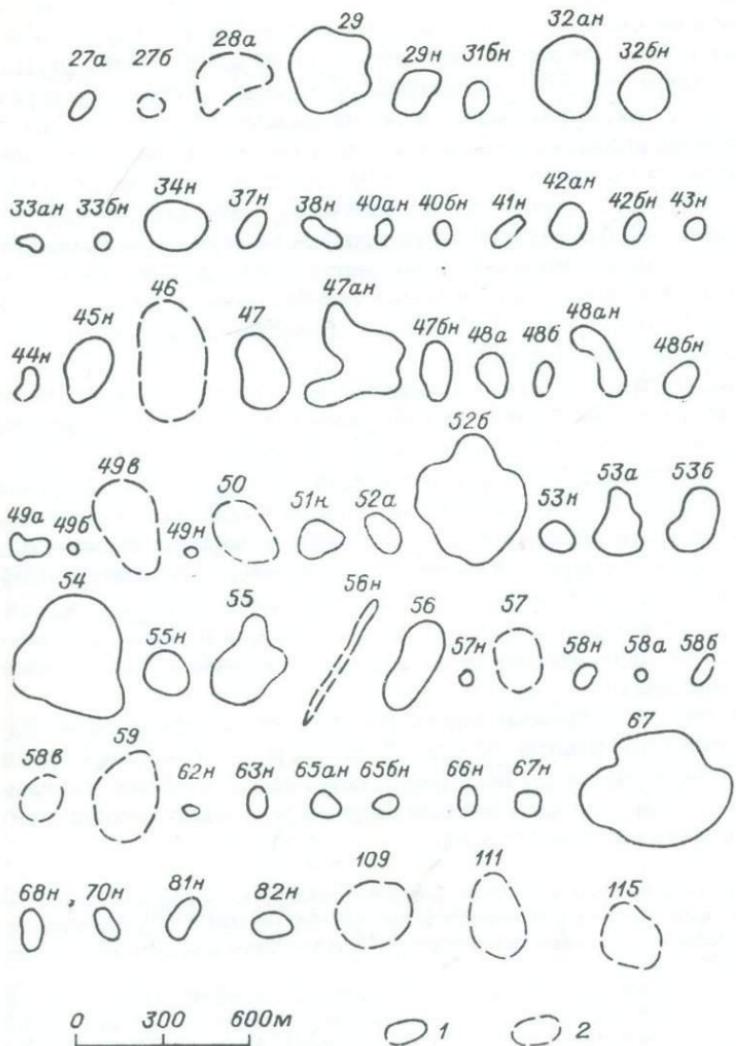


Рис. 28. Форма трубок взрыва щелочно-базальтоидных пород Анабарского района [37].

Контуры тел в плане: 1 – установленные магниторазведкой, 2 – предполагаемые.

тами и пикритовыми порфиритами были отнесены некоторыми исследователями к карбонатитам без указания состава исходных пород [34]. Очевидно, что при таком подходе их изучение сводилось по существу лишь к характеристике наложенной минерализации и ничего не давало для познания состава и генезиса первичных пород и, следовательно, особенностей вулканизма в районе.

Установить первичный минеральный состав этих пород, а значит, и точно определить их место в общей систематике изверженных горных пород весьма трудно. Сложность реставрации первичного состава связана не только с почти полным замещением первичных минералов вторичными, но еще и с тем, что большая часть описываемых пород представлена ксенотуфобрекчиями, содержащими значительное количество различных минералов из прорванных диатремами толщ. Однако несмотря на объективные трудности диагностики первичного минерального состава, эти породы даже при беглом просмотре шлифов по структурным особенностям и реликтовым минералам легко могут быть отграничены как от сильно и полностью карбонатизированных кимберлитовых и пикритовых пород, так и от собственно карбонатитов. Вероятнее всего, их следует выделить в обособленное семейство.

В пределах этого семейства по особенностям строения и состава псевдоморфоз и по реликтам первичных минералов устанавливаются три типа пород и в одном из них – две разновидности. В каждом типе по структурным и текстурным признакам и по количеству ксеногенного материала различаются четыре группы: массивные породы, эруптивные брекчии, туфобрекчии и ксенотуфобрекчии. Отождествить породы выделенных типов с какой-либо конкретной из описанных в литературе изверженной горной породой затруднительно, поскольку пока мало известно о первичном составе большинства порфировых вкрапленников и связующей массы. Вместе с тем принадлежность их к группе щелочных базальтоидов сомнений не вызывает.

Описание этих своеобразных пород дано для их массивных разновидностей. Специального анализа остальных текстурно-генетических групп (брекчийевых) не приводится, поскольку характерные особенности каждой из них достаточно хорошо известны на примере соответствующих текстурных групп кимберлитовых пород.

Тип I. К этому типу относится подавляющее большинство пород описываемого семейства. Они представлены в основном ксенотуфобрекчиями и туфобрекчиями; эруптивные брекчии и массивные разновидности присутствуют в подчиненном количестве (см. рис. 27).

Структура пород реликтовая порфировая с реликтомикролитовой структурой основной массы. Подавляющая часть порфировых вкрапленников замещена карбонатом. Из первичных минералов присутствуют флогопит, апатит, рудный минерал, а также реликтовые (ксеногенные?) зерна клинопироксена и амфиболов. Карбонатные псевдоморфозы по фенокристаллам имеют овально-вытянутую и субизометричную, реже неправильную форму. По структуре, количеству и распределению примесей и отчасти по морфологии они могут быть разделены на четыре группы.

Изометричные и вытянутые гексагональные, часто деформированные и оплавленные, с заливообразными углублениями псевдоморфозы присутствуют почти постоянно в количестве от долей процента до 10 %. Они обычно полностью сложены монокристаллами карбоната буроватого оттенка, содержащими большое количество пылевых включений. Размеры псевдоморфоз 1–5 мм, в среднем 2–3 мм. Многие псевдоморфозы этой группы имеют темную кайму, обусловленную концентрацией в периферийных зонах пылевых ($\sim 0,001$ мм) включений. Включения непрозрачные, в отраженном свете светло-серые. Ширина каём 0,05–0,10 мм. Внутренняя граница нерезкая, но достаточно четко выраженная. Наиболее крупные, а иногда и средней величины псевдоморфозы имеют сложное строение, проявляющееся в том, что

насыщенный включениями карбонатный субстрат каём обладает поликристаллическим строением, в то время как ядра образованы монокристаллами карбоната. Наблюдаются вrostки апатита и амфибола. Гексагональные очертания некоторой части псевдоморфоз данного типа и особенно наличие у них темных каём дают основание полагать, что по первичному составу фенокристаллы этого типа принадлежали к группе содалита; наиболее вероятны гаюин и (или) нозеан.

Постоянно, хотя и в небольшом количестве (от долей процента до 10 %), наблюдаются псевдоморфозы, представляющие собой овально-вытянутые агрегаты ленточно- и призматически-мозаичного строения размером 0,5–5,0 мм. Образовались они, вероятно, по вкраепленникам оливина.

Широко распространены (1–15 %) псевдоморфозы оплавленно-округлой, изометричной и удлиненной форм. Обычно они сложены монокристаллами, реже агрегатами двух-пяти кристаллов бесцветного карбоната с небольшим количеством равномерно рассеянных черных рудных и светло-серых в отраженном свете пылевых частиц. Состав первичного минерала не известен.

Встречаются также (до 5 %) угловато-призматические карбонатные псевдоморфозы, внутри которых рудная пыль и гидроокислы железа располагаются в виде систем пересекающихся прямых, а иногда извилистых линий. В ядрах некоторых таких псевдоморфоз наблюдаются реликты почти бесцветного клинопироксена ($cNg = 44 \div 46^\circ$; $+2v = 58 \div 59^\circ$).

Отмеченные в большинстве шлифов изометричные и неправильной формы агрегаты игольчатых кристаллов эгирина, вероятно, являются обломками ксенолитов фенитизированных пород.

Флогопит представлен овальными, часто деформированными чешуйками размером 1–4 мм, а также идиоморфными кристаллами, размер которых обычно менее 1 мм. Содержание флогопита, как правило, не превышает 1–3 % и лишь в разновидностях, обогащенных идиоморфными кристаллами (метасоматического происхождения?), поднимается до 10 %. Нередко слюда почти полностью замещена хлоритом. Наблюдаются также поликристаллические сростки флогопита, в составе которых отмечаются апатит, амфибол, эгирин, а иногда и полевые шпаты. Эти сростки имеют, вероятно, обломочное происхождение и образовались при дроблении фенитизированных ксенолитов, постоянно присутствующих в породах описываемого типа.

Апатит образует порфировые вкраепленники, входит в состав основной массы и присутствует в ксенолитах фенитизированных пород. Порфировые вкраепленники обычно имеют шестивальный дипирамидальный или призматический облик. Наиболее крупные кристаллы иногда несколько оплавлены; их размеры 0,3–1,5 мм, содержание не превышает 3–5 %. В основной массе пород апатит представлен единичными призматическими кристаллами размером 0,02 × 0,1 мм.

Рудные минералы присутствуют в виде идиоморфных, овальных и неправильной формы зерен размером до 8 мм. Содержание их около 1–3 %. Подавляющая часть рудных минералов является магнетитом, наряду с которым отмечаются незначительная примесь пирита, а иногда единичные зерна ильменита и хромита. Породы некоторых тел пропитаны гидроокислями железа. Интенсивность окжелезнения варьирует даже в пределах одного тела от сравнительно небольшой до значительной.

Амфиболы отмечаются практически в каждом шлифе, хотя количество их не превышает 1 %. Они находятся как в поликристаллических сростках, часто содержащих флогопит, апатит и магнетит, так и в основной массе пород в виде мелких угловато-призматических зерен. По оптическим свойствам амфиболы обособленных зерен и поликристаллических сростков идентичны.

Наиболее распространены амфиболы с сильной дисперсией оптических осей по схеме $r > v$ и с сильным плеохроизмом: Ng – соломенно-желтый, Np – темный сине-зеленый; $cNg = 16 \div 21^\circ$; $-2v = 80 \div 83^\circ$, что позволяет отнести их к группе арфведсонита. Присутствие обособленных зерен и сростков арфведсонита обусловлено, очевидно, дроблением фенитизированных ксенолитов в процессе формирования пород описываемой группы. В несколько меньшем количестве встречаются сравнительно крупные (1–5 мм) овальные и субдиоморфные зерна амфибола с плеохроизмом: Ng – зеленый, изредка бурый, Nn – бледно-желтый, Np – светло-желтый или буровато-желтый; $cNg = 17 \div 21^\circ$; $-2v = 81 \div 82^\circ$. Оптические свойства

свидетельствуют о принадлежности минерала к роговой обманке с несколько повышенной щелочностью. Генезис этой разновидности амфибола не совсем ясен, поскольку отдельные зерна обладают субдиоморфными очертаниями, но такой же амфибол входит в состав амфибол-пироксеновых и флогопит-амфибол-пироксеновых включений, являющихся, вероятно, ксенолитами.

Основная масса пород существенно карбонатная, часто железисто-карбонатная. Кроме тонкодисперсных гидроокислов железа в основной массе постоянно присутствует рудная пыль. Среди криптоクリсталлического субстрата четко выделяются обособления микрекристаллического карбоната, обусловливающие реликтово-микролитовое строение основной массы. Наиболее распространены породы, микролиты в которых обладают овально-вытянутыми очертаниями, напоминающими по форме зерна риса размером $(0,02 \div 0,1) \times (0,1 \div 0,3)$ мм. Содержание их составляет 50–70 % объема основной массы, но иногда падает до 10 %. Такие породы выделяются в качестве разновидности "а".

В качестве второй разновидности ("б") I типа можно выделить породы, в которых псевдоморфозы по микролитам имеют форму призм с заостренными концами; размеры их $(0,01 \div 0,02) \times (0,05 \div 0,10)$ мм. Псевдоморфозы сложены, как правило, монокристаллами прозрачного карбоната. Содержание его изменяется от единиц до первых десятков процентов, составляя в среднем 10–15 % объема связующей массы.

В породах некоторых тел присутствуют псевдоморфозы по микролитам обеих разновидностей, причем в этих случаях шестоватые микролиты мельче овальных. В основной массе пород I типа наблюдаются также мелкие ($0,02 \times 0,05$ мм) выделения карбоната прямоугольных и округло-изометрических очертаний, количество которых не превышает нескольких процентов.

Различия габитусов и размеров карбонатных псевдоморфоз свидетельствуют, вероятно, о различиях первичного состава микролитов. Можно предполагать, что они были представлены мелилитом (овально-вытянутые выделения), клинопироксеном (шестоватые) и нефелином (прямоугольные и округло-изометрические).

Тип II. Породы этого типа встречаются лишь в пяти диатремах, расположенных на участке Орто-Ырыгах (49в, 50, 56, 57, 59). Они представлены двумя текстурно-генетическими группами: туфобрекциями (четыре диатремы) и ксенотуфобрекциями (56). Судя по автолитам массивные породы данного типа обладают реликтовой порфировой структурой с реликтомикролитовой структурой основной массы. Вкраепленники представлены хлорито-слюдистыми псевдоморфозами, амфиболом, флогопитом, клинопироксеном, рудным минералом и апатитом.

Хлорито-слюдистые псевдоморфозы характеризуются овально-вытянутой и округло-изометрической формами. Лишь самые мелкие из них обладают субдиоморфными короткопризматическими дипирамидальными очертаниями. Структура псевдоморфоз петельчатая, обусловленная переплетением поперечно-волокнистых жилок мелкочешуйчатого почти бесцветного слюдистого минерала. Ячейки между, петлями выполнены криптоクリсталлической хлоритовой или хлорито-серпентиновой массой, реже мелко-среднезернистым карбонатом. Размер псевдоморфоз от $0,2 \times 0,3$ до 3×4 мм, содержание 10–15 %. Облик их напоминает псевдоморфозы по оливину, однако хлорито-слюдистый состав и изредка наблюдющиеся мелкие включения (реликты?) ромбического и моноклинного пироксена не позволяют сделать окончательного заключения о первичном составе замещенных вкраепленников.

Амфибол представлен короткопризматическими и шестоватыми, часто сдвойникovanными кристаллами без кристаллографических ограничений на концах. Размеры их от $0,1 \times 0,2$ до 1×2 мм, в среднем $0,3 \times 0,7$ мм. Встречаются вrostки магнетита и апатита. Плеохроизм: Ng – светло-зеленый или светло-бурый, Np – соломенно-желтый или светло-буровато-желтый (иногда в одном кристалле наблюдаются обе разновидности, причем бурая, как правило, располагается в ядре); $cNg = 17 \div 22^\circ$; $-2v = 81 \div 85^\circ$. По этим данным амфибол можно отнести к группе роговой обманки.

Флогопит образует овальные, часто деформированные чешуйки размером до 3 мм, а также идиоморфные кристаллы диаметром 0,1–0,3 мм. Количество слюды в среднем около 1 %, но иногда возрастает до 5 %. Наблюдаются сростки с клинопи-

роксеном и замещение последнего слюдой. Плеохроизм от бурого и светло-бурого по *Ng* до бесцветного и желтоватого по *Np*.

Клинопироксен представлен идиоморфными, иногда сдвойниками и нередко оплавленными кристаллами, количество которых составляет около 0,5–1,0 %. Кородированные вкрапленники достигают 2×4 мм, идиоморфные не превышают 0,5×1,0 мм. Оптические константы идиоморфных и оплавленных кристаллов аналогичны: $cNg = 43 \div 46^\circ$; $+2v = 57 \div 59^\circ$.

Встречающиеся иногда лучистые агрегаты эгирина, несомненно, являются обломками ксенолитов фенитизированных пород.

Рудные минералы часто образуют хорошо ограненные октаэдрические кристаллы; наряду с ними присутствуют неправильной формы зерна и рудная пыль; общее содержание их 2–5 %. Размеры выделений достигают 0,7 мм, в среднем (без учета пылеватых частиц) около 0,3 мм. Подавляющая масса рудных минералов представлена магнетитом, который сопровождается небольшим количеством ильменита и хромита. Наличие у большей части магнетитовых зерен каём лейкоксена свидетельствует о заметной примеси титана.

Апатит представлен короткопризматическими дипирамидальными и шестоватыми кристаллами, а также неправильной формы зернами. Размеры их обычно не превышают 0,5 мм. Мелкие кристаллы иногда образуют включения в амфиболе и флогопите, а также сростки с магнетитом.

Основная масса существенно карбонатная, с примесью рудной пыли. На фоне криптокристаллического буроватого в проходящем свете карбоната четко выделяются псевдоморфозы по игольчатым и призматическим микролитам, сложенные бесцветным карбонатом. Размеры микролитов $(0,005 \div 0,02) \times (0,03 \div 0,15)$ мм, содержание 10–30 %.

Тип III. Породы этого типа встречены в трех диатремах: в двух на участке Но-мохтоох (43н, 52а) и в одной на участке Орто-Ырыгах (48а). Две из них выполнены массивной разновидностью, а третья – эруптивной брекчии. Таким образом, по соотношению текстурно-генетических групп породы III типа заметно отличаются от ранее описанных, большая часть которых представлена туфобрекчиями и ксенотуфобрекчиями.

Структура пород порфировая с крипто-микрокристаллической структурой полностью измененной основной массы. Порфировые вкрапленники представлены флогопитом (5–20 %), рудными минералами (2–5 %), карбонатными псевдоморфозами по оливину и пироксену (1–3 %), апатитом (2–7 %).

Флогопит наиболее обилен в породе, слагающей трубку 52, а наименьшее его содержание отмечено в теле 48а. Он представлен толстотаблитчатыми кристаллами округлой и овальной формы диаметром 0,1–5,0 мм. Несмотря на высокое содержание флогопита, поликристаллические сростки его единичны. Многие крупные и средней величины кристаллы имеют короткостолбчатый габитус: размеры их по третьей оси больше, чем в направлении спайности. Цвет слюды бурый или оранжевый по *Ng*, желтоватый или бесцветный по *Np*. Нередко флогопит частично или полностью замещен зеленым высокодувреломлющим слюдоподобным минералом, плеохроирующем от темно-зеленого по *Ng* до желтоватого или бесцветного по *Np*. Крупные и отчасти средней величины кристаллы нередко пронизаны по спайности линзами карбоната, объем которого иногда больше, чем флогопита.

Рудный минерал представлен овальными и неправильной формы зернами, отчасти субдиоморфными, а изредка и скелетными кристаллами. Наряду с крупными (до 5 мм) зернами присутствует большое количество рудной пыли, входящей в состав основной массы пород. Октаэдрический габитус кристаллов и наличие у них лейкоксеновых оторочек позволяют отнести их к титаномагнетиту.

Карбонатные псевдоморфозы по форме и внутреннему строению следуют разделить на два типа. К первому отнесены наиболее распространенные (1–2 %) псевдоморфозы, характеризующиеся сочетанием петельчатой и мозаичной структуры, что обусловлено наличием разнозернистых участков, оконтуренных пленками светло-серого непрозрачного пелитового материала. Крупные и средние псевдоморфозы обладают округло-изометричной и овальной формами, а мелкие (0,5–1,0 мм) имеют вид идиоморфных кристаллов короткостолбчатого дипирамидального габитуса.

По облику и структуре эти псевдоморфозы идентичны серпентинизированным и карбонатизированным вкрашенникам оливина. Зубчатые пилообразные контуры между отдельными участками псевдоморфоз свидетельствуют о том, что замещение оливина в данных породах, как и в кимберлитах [22], происходило преимущественно по 021.

Карбонатные псевдоморфозы второго типа обычно отличаются овально-вытянутой формой, реже имеют облик несколько оплавленных кластогенных зерен; размер их 0,5–1,5 мм, содержание не превышает 1 %. Псевдоморфозы сложены бесцветным карбонатом, пронизанным гидроокислами железа и рудной пылью, которые концентрируются в виде систем пересекающихся прямых и извилистых линий. Реликты первичного минерала не сохранились. Однако наличие реликтов клинопироксена в аналогичных псевдоморфозах из пород вышеописанных типов дает основание полагать, что и здесь мы имеем дело с полностью замещенными кристаллами клинопироксена.

Апатит образует идиоморфные шестоватые и короткопризматические дипирамидальные кристаллы и округло-изометричные зерна от 0,05 до 2,0 мм. Кристаллы иногда несколько оплавлены. Наибольшее количество отмечается в породах трубы 48а, а минимальное – в породах тела 52а.

Основная масса пород сложена микро-мелкокристаллическим карбонатом с примесью рудной пыли (2–5 %), гидроокислов железа (2–7 %) и первовскита, почти полностью замещенного рутилом и лейкоксеном.

Резюмируя изложенное, можно отметить, что все выделенные типы измененных пород достаточно четко различаются между собой по особенностям структуры, составу реликтовых минералов, морфологии и структуре псевдоморфоз. Для пород I типа характерно постоянное наличие арфведсонита, эгирина, ксенолитов фенитизированных пород, а также карбонатных псевдоморфоз по вкрашенникам минералов из группы содалита (?). Породы II типа характеризуются значительным количеством хлорито-слюдистых псевдоморфоз по оливину (?) и присутствием роговой обманки. И, наконец, породы III типа резко отличаются от двух предыдущих высоким содержанием флогопита, отсутствием амфиболов, а также мелкозернистой основной массой, не обладающей реликтовомикролитовым строением.

Кроме описанных выше пород, главной или заметной составной частью которых являлись сильно измененные щелочные базальтоиды, на тех же участках встречаются брекции дробления, полностью лишенные изверженных горных пород. Такие брекции, состоящие из обломков вмещающих осадочных пород, присутствуют как в линейных зонах разломов, так и в изометричных в плане трубчатых телах. Тектоническое происхождение брекций, слагающих линейные зоны дробления, сомнений не вызывает. Обычно они сильно ожелезнены и несут редкометалльную минерализацию.

Брекции дробления в трубчатых телах установлены на участках Номохтоох и Тундровый. По текстуре, структуре и составу обломочного материала они почти аналогичны тектоническим брекциям. Отличия заключаются в меньшем распространении сильно ожелезненных разновидностей и в некоторых особенностях редкометалльной минерализации. Взрывной характер образования описываемых брекций устанавливается по залеганию их в виде трубчатых тел. В пользу эксплозивного генезиса таких брекций свидетельствует, по нашему мнению, и широкое развитие в Анабарском районе ксенотофобрекций, количество эфузивного мате-

ТАБЛИЦА 11

Пределы изменчивости и средний химический состав (вес. %) сильно карбонатизированных щелочных базальтоидов из диатрем трех главнейших участков Анабарского района [34]

Окислы	Номохтоох		Тундровый		Орто-Ырыгах	
	Пределы из- менчивости	Среднее (38 ана- лизов)	Пределы из- менчивости	Среднее (7 ана- лизов)	Пределы из- менчивости	Сред- нее (27 ана- лизов)
SiO ₂	4,32–19,22	12,19	8,62–20,96	12,63	7,04–23,80	14,61
TiO ₂	0,01–0,99	0,29	0,03–0,47	0,19	0,03–1,71	0,40
Al ₂ O ₃	1,03–9,67	3,37	1,60–5,90	2,99	1,26–6,24	3,34
Fe ₂ O ₃	2,16–17,09	6,90	2,13–7,92	4,01	1,93–36,67	4,48
Cr ₂ O ₃	0,001–0,12	0,02	0,01–0,06	0,02	0,01–0,05	0,02
FeO	0,64–18,31	3,74	0,36–17,50	4,37	0,65–12,73	4,25
MnO	0,04–3,04	0,59	0,08–0,53	0,32	0,04–0,61	0,31
NiO	0,01–0,10	0,02	—	—	0,001–0,12	0,02
CaO	4,38–36,11	27,51	16,34–34,28	27,22	14,19–40,12	26,89
MgO	2,39–13,36	9,66	8,65–17,40	11,70	4,85–16,34	10,37
K ₂ O	0,63–4,05	1,33	0,54–3,80	1,40	0,20–2,98	1,04
Na ₂ O	0,16–1,82	0,59	0,06–0,46	0,30	0,25–2,80	0,84
CO ₂	19,80–33,21	27,79	22,88–33,44	29,19	13,50–34,10	20,08
P ₂ O ₅	0,10–6,28	1,88	0,69–2,62	1,36	0,16–5,08	1,24
H ₂ O ³	0,06–5,48	1,51	0,47–3,28	1,46	0,20–2,92	1,10
S	0,02–0,52	0,19	0,02–0,94	0,23	0,02–0,45	0,15
F	0,07–0,62	0,28	—	—	—	—
SO ₂	—	—	—	—	0,21–2,31	1,02
п.п.п.	0,78–25,58	1,91	0,07–4,44	2,18	1,09–39,44	9,91
Экв. О за F и S	—	-0,30	—	-0,26	—	-0,17
Сумма	—	99,47	—	99,31	—	99,90

риала в которых нередко бывает исчезающее мало. Поэтому логично допустить существование и крайних модификаций ксенотуфобрекчий, которыми должны являться эксплозивные брекчии, целиком сложенные раздробленными осадочными породами вмещающих толщ без примеси эфузивов.

На этом основании брекчии, выполняющие трубчатые тела и сложенные обломками вмещающих пород, целесообразно называть "взрывными брекчиями дробления". По внешнему облику это типичные брекчии, состоящие на 80–95 % из обломков известняков, доломитов, их глинистых и алевритистых разновидностей. Размеры обломков изменяются от долей миллиметра до 20 см. Провести границу между "собственно облом-

ками" и цементом, как правило, нельзя, поскольку цемента, строго говоря, нет: просто мелкие обломки заполняют пространство между более крупными. В некоторых разновидностях описываемых брекчий наряду с преобладающим дробленым карбонатным материалом отмечается заметная примесь терригенных зерен кварца, полевых шпатов и т.п. При ожелезнении брекчий на первом этапе замещались в основном самые мелкие частицы. При интенсивном развитии этого процесса гидроокислы железа не только полностью вытесняли мелкие и средней величины зерна, но и замещали с периферии и по трещинам даже крупные обломки.

По химическому составу щелочно-базальтоидные породы, выполняющие диатремы на трех описанных участках Анабарского района, в целом весьма сходны между собой (табл. 11). Без учета реликтовых текстур, структур и первичных минералов они вполне могут быть ошибочно отождествлены с карбонатитами. Однако фиксируемый химическими анализами валовой состав этих пород по важнейшим породообразующим окислам обусловлен вторичными процессами и не имеет ничего общего с первичными содержаниями. Для выявления главнейших особенностей первичного состава и для проведения обоснованных петрохимических аналогий столь сильно измененных пород нецелесообразно привлекать все породообразующие элементы, многие из которых претерпевали существенные перераспределения и вынос при постмагматических процессах. Гораздо лучшие результаты могут быть получены при сравнении количества так называемых показательных элементов, содержание которых существенно не менялось в ходе вторичных процессов. В качестве показательных элементов этих пород по аналогии с кимберлитами принимаются железо, титан, хром, алюминий, калий и фосфор.

Вследствие характерной для ксенотубобрекчий ожелезненности, а также из-за технической невозможности полного извлечения ксенолитов карбонатных и глинисто-карбонатных пород содержание железа, алюминия и калия в ксенотубобрекчиях существенно выше, чем в остальных текстурно-генетических группах пород того же типа. Значительных различий в содержании остальных показательных элементов не наблюдается, поскольку количество их в щелочных базальтоидах и терригенно-карбонатных породах достаточно близкое. В связи с искажением, вносимым результатами химических анализов ксенотубобрекчий, при вычислении средневзвешенного содержания показательных элементов в щелочно-базальтоидных породах использовались анализы только массивных разновидностей, эруптивных брекчий и туфобрекчий этих пород.

Колебания средневзвешенного содержания показательных элементов в щелочно-базальтоидных породах различных типов по абсолютным значениям сравнительно невелики, однако в ряде случаев имеющиеся материалы позволяют говорить о сходстве или существенном различии химического состава отдельных типов пород (табл. 12, 13). Породы обеих разновидностей I типа почти идентичны по составу, и расхождения средневзвешенного содержания всех показательных элементов в них несущественны. Породы II типа в химическом отношении наиболее своеобразны: они отличаются от пород I типа по средневзвешенному содержанию подавляющего

ТАБЛИЦА 12

Средневзвешенное содержание показательных элементов в карбонатизированных щелочно-базальтоидных породах Анабарского района

Текстурные группы пород	Элементы	Типы и разновидности пород			
		I		II	III
		Ia	Ib		
Массивные	Fe	10,84	8,94	—	5,81
	Ti	0,22	0,05	—	0,54
	Cr	0,023	0,018	—	0,048
	Al	2,87	1,52	—	1,89
	K	0,33	0,47	—	0,85
	P	2,12	1,46	—	1,21
Эруптивные брекчии	Fe	5,55	—	—	12,35
	Ti	0,26	—	—	0,23
	Cr	0,012	—	—	0,006
	Al	1,92	—	—	2,41
	K	0,75	—	—	0,65
	P	0,78	—	—	1,78
Туфобрекчии	Fe	5,60	4,84	5,54	—
	Ti	0,21	0,10	0,45	—
	Cr	0,022	0,007	0,063	—
	Al	1,07	1,35	2,32	—
	K	0,57	0,65	1,17	—
	P	0,63	1,10	0,36	—
Ксенотуфобрекчии	Fe	6,94	12,92	—	—
	Ti	0,33	0,27	—	—
	Cr	0,015	0,018	—	—
	Al	1,67	2,02	—	—
	K	1,04	0,75	—	—
	P	0,58	0,52	—	—
Средневзвешенное по типам пород (без ксенотуфобрекчий)	Fe	5,83	5,46	5,54	6,73
	Ti	0,22	0,09	0,45	0,50
	Cr	0,021	0,010	0,063	0,038
	Al	1,26	1,37	2,32	1,96
	K	0,58	0,62	1,17	0,82
	P	0,70	1,16	0,36	1,29

большинства элементов, а от пород III типа — по содержанию фосфора.

Фенитизированные ксенолиты кристаллических пород обнаружены во многих диатремах. Содержание их в среднем не превышает первых процентов. Макроскопически эти ксенолиты представляют собой овальные и округлые включения до 10 см в диаметре. Это мелко-среднекристаллические породы, среди новообразований в которых отмечаются щё-

ТАБЛИЦА 13

Оценки значимости расхождений между средневзвешенными содержаниями показательных элементов в щелочно-базальтоидных породах Анабарского района

Сопоставляемые типы и разновидности пород	Fe	Ti	Cr	Al	K	P
Ia/1б	H 0,34 2,01	H 1,22 2,01	H 1,30 2,01	H 0,35 2,01	H 0,26 2,01	H 1,68 2,01
Ia/II	H 0,61 2,00	C 7,04 3,45	C 7,97 3,50	C 5,79 3,45	C 6,82 3,45	$C_{0,01}$ $H_{0,001}$ 2,92
Ia/III	H 0,70 2,01	$C_{0,02}$ $H_{0,01}$ 2,64	H 1,92 2,01	H 1,88 2,01	H 1,38 2,01	H 1,85 2,01
Iб/II	H 0,13 2,06	C 3,89 3,72	$C_{0,02}$ $H_{0,01}$ 2,77	$C_{0,05}$ $H_{0,02}$ 2,11	$C_{0,02}$ $H_{0,01}$ 2,61	C 5,41 3,71
Iб/III	H 0,67 2,36	H 1,03 2,45	H 1,56 3,18	H 1,29 2,36	H 1,14 2,36	H 0,27 2,36
II/III	H 1,64 2,06	H 1,70 2,06	H 1,26 2,16	H 0,68 2,06	H 1,47 2,06	C 5,12 3,72

Примечания. 1. Ксенотуфобрекции исключены. 2. Расхождение между средневзвешенными содержаниями элементов: С – существенное, Н – несущественное. 3. Значения статистики t : в числителе – вычисленные, в знаменателе – для уровня значимости $P = 0,001$ при существенном расхождении средних величин и для $P = 0,05$ при несущественном расхождении. 4. В случаях $t_{P=0,05} < t_{\text{выч}} < t_{P=0,001}$ указаны интервалы значимости и вычисленное значение t .

лочные амфиболы, эгирин, эпидот при подчиненном количестве альбита, калиевого полевого шпата и некоторых других минералов.

Кустовое расположение диатрем при высокой концентрации многих десятков трубок на ограниченных по площади участках изометричной формы явилось основой для предположения о связи их с обособленными гипабиссальными лакколитообразными (?) массивами щелочного или щелочно-базальтоидного состава, имеющими площадь примерно 10 км^2 . Дополнительным подтверждением такого предположения считается и широкое развитие на этих участках редкометалльной минерализации, которая отмечается в щелочно-базальтоидных породах, а также в присут-

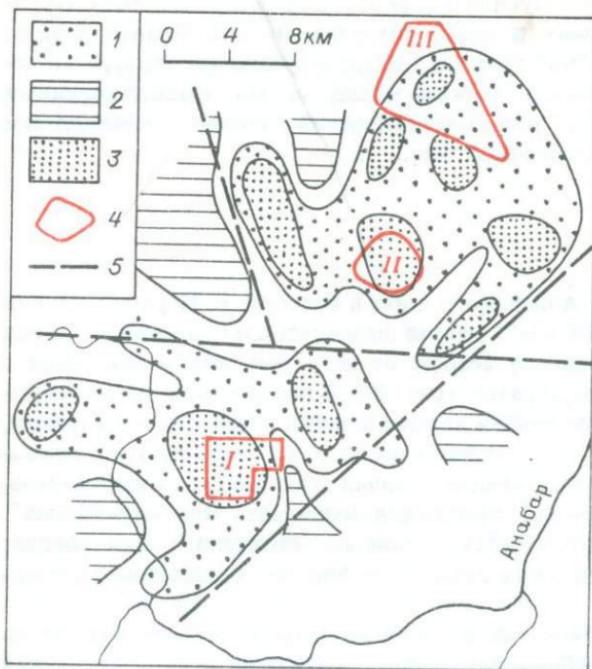


Рис. 29. Схема остаточных аномалий силы тяжести на участках распространения щелочно-базальтоидных диатрем в Анабарском районе (по В.К. Маршинцеву [34] и Г.Д. Балакшину).

Остаточные аномалии силы тяжести: 1 – отрицательные, 2 – положительные, 3 – локальные минимумы; 4 – участки распространения щелочно-базальтоидных диатрем (I – Номохтоох, II – Тундровый, III – Орто-Ырыгах); 5 – предполагаемые разломы.

ствующих здесь кимберлитах и вдоль зон дробления во вмещающих осадочных породах [37].

При геофизических исследованиях района на участках развития диатрем отмечено пониженное гравитационное поле, что выражается в изменении хода изоаномал региональных аномалий. В магнитном поле на тех же участках соответствующих аномалий не наблюдается. Путем осреднения регионального поля силы тяжести были выделены остаточные аномалии. Два из вышеописанных участков развития щелочно-базальтоидных диатрем полностью, а один частично совмещены в плане с двумя отрицательными аномалиями силы тяжести (рис. 29). Отрицательные остаточные аномалии связываются с тектоническим строением фундамента. Локальные остаточные аномалии силы тяжести на участках распространения щелочно-базальтоидных диатрем, согласно расчетам Г.Д. Балакшина, могут быть созданы залегающими в породах фундамента штокообразными интрузивными телами, имеющими диаметр 2–3 км и отрицательную аномальную плотность $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$ [34].

Таким образом, геофизические исследования также свидетельствуют

в пользу существования на глубине под скоплениями щелочно-базальтоидных диатрем изометричных в плане интрузивных тел. Правда, вопрос о форме, размерах и глубине залегания интрузий остается открытым, поскольку для окончательного выбора между двумя предположениями (гипабиссальный лакколит или залегающий на глубине свыше 2,5 км шток) имеющихся данных недостаточно.

Инглийский район

На восточном склоне Алданского щита в бассейне р. Ингили расположены крупный (около 300 км²) массив щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, расходящиеся веером от него рои даек и связанные с ними трубчатые тела анкарратритов (рис. 30). В первые годы после открытия породы, выполняющие трубы взрыва и дайки в Инглийском районе, называли кимберлитами [20]. Однако после более детальных исследований были установлены существенные отличия этих пород от кимберлитов, и Ф.В. Каминский [1969 г.] предложил именовать их "ингилитами". Термин "ингилит" представляется излишним, поскольку, как следует из петрографического описания пород, они вполне подходят под определение анкарратритов.

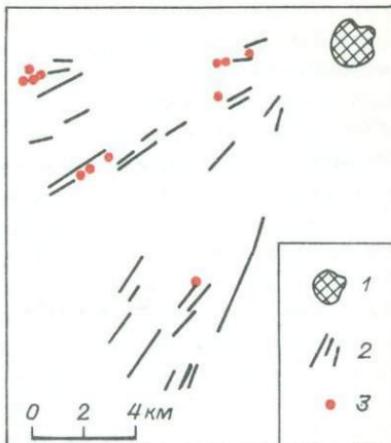
Район сложен терригенными и карбонатными породами позднепротерозойского и раннекембрийского возраста. Отмечается общий пологий (1–3°) наклон пластов к северо-востоку, осложненный небольшими поперечными флексурами. Разрывные нарушения большей частью представлены вертикальными трещинами с незначительной амплитудой смещения.

Среди известных в районе трубчатых тел одно по условиям залегания относится к штоку, а остальные, по-видимому, являются типичными диатремами. Форма их в плане сравнительно неправильная, удлиненная. Отмечается довольно четкая связь трубчатых тел с разрывными нарушениями. Трубка "Нина" приурочена к разлому северо-восточного простирания (азимут 55°) и вытянута в том же направлении. По данным магнитометрии трубка круто (80–85°) наклонена к юго-востоку. Трубка "Расчетная" приурочена к тому же разлому и также имеет кругое юго-восточное падение. Три трубы: "Нижняя", "Верхняя" и "Накрытая" – располагаются на одном разломе северо-восточного простирания, трубка "Финальная" находится в 6 км от массива. Длинная (в плане) ось этой диатремы вытянута в северо-восточном направлении. Участок территории, к которому приурочена трубка "Финальная", характеризуется наличием большого числа разрывных нарушений, четко дешифрирующихся на аэрофотоснимках, но не выраженных на местности. С востока трубка ограничена субширотными разломами протяженностью более 2 км. С разломами, расположенными западнее трубы, связаны дайки лимбургитов значительной протяженности и сложной морфологии.

Залегание на некоторых телах нижнекембрийских отложений и радиологические определения возраста (калий-argonовым методом) позволяют определить время внедрения этих пород как поздний протерозой.

Рис. 30. Схема размещения щелочных ультраосновных пород в Инглийском районе [20].

1 — массив щелочных ультраосновных пород и карбонатитов; 2 — дайки анкаратритов; 3 — трубчатые тела анкаратритов.



На контактах некоторых диатрем отмечается наклон вмещающих пород к трубке под углом до 20° ("Расчетная"). У трубки "Ижевская" вмещающие породы вблизи контакта интенсивно раздроблены и пронизаны тончайшими прожилками анкаратритового материала. Прилегающие к этим участкам анкаратитовые брекции настолько насыщены обломками вмещающих пород, что переход от трубки к вмещающим породам кажется постепенным. На контакте штокообразного тела "Лексена" во вмещающих доломитах наблюдается зона скарнирования мощностью до 5–6 м.

Дайки имеют мощность от 0,5 до 5 м, изредка до 12–15 м. Длина их изменяется от нескольких сотен метров до первых километров. Простиранние меняется от субмеридионального (на юге района) до субширотного (в западной части). Контакты даек с вмещающими породами четкие, наблюдаются многочисленные апофизы и затеки. Вмещающие породы в зоне контакта имеют повышенную трещиноватость. По трещинам отмечаются следы скольжения. Основные направления микротрещиноватости часто совпадают с направлениями более крупных разрывных нарушений, расположенных в непосредственной близости от даек.

Трубчатые тела заполнены эруптивными брекчиями, а штокообразные тела и дайки — массивными анкаратитами. Эруптивные брекчии сложены обломками различных (преимущественно вмещающих) пород (10–80 %) и магматическим цементом. Структура цемента эруптивных брекчий и массивных разновидностей пород одинаковая: порфировая и реликтово-порфировая с микролитовой структурой основной массы. Среднее содержание порфировых вкрапленников 40 %, основной массы — 60 %. Порфировые вкрапленники представлены оливином (5–20 %), моноклинным пироксеном (0,25 %), флогопитом (1–5 %) и пикроильменитом (до 2 %). Все эти минералы входят также и в состав основной массы пород.

Оливин образует выделения двух генераций, различающиеся по размерам, степени идиоморфизма и характеру вторичных изменений. Выделя-

ния оливина ранней генерации достигают 3 (редко 30) мм; они имеют овальную форму, нередко со следами коррозии. Содержание фаялитового компонента в них достигает 16–17 %. Выделения оливина поздней генерации полностью замещены вторичными минералами. О первично-оливиновом составе этих мелких (0,1–0,5 мм) реликтоидиоморфных псевдоморфоз свидетельствуют их кристаллографические очертания и состав вторичных продуктов (серпентины, гарнieriит, магнетит).

Моноклинный пироксен образует вкрапленники двух генераций и микролиты основной массы. Общее содержание его в породах изменяется от 10 до 70 % (во вкрапленниках 0–25 %). Первая генерация клинопироксена представлена крупными таблитчатыми кристаллами, обрастающими зоной более темноокрашенного пироксена с иным углом угасания. Пироксен второй генерации образует короткокристаллические кристаллы, полисинтетически сдвойниковые. По оптическим свойствам и результатам химических анализов клинопироксен может быть отнесен к магнезиальному салиту.

Флогопит образует порфировые вкрапленники и микролиты основной массы. Общее содержание его в породах 1–20 %. Вкрапленники обычно лишены кристаллографических очертаний, у них постоянно отмечается опацитовая кайма, нередки следы деформации. В породах многих тел наблюдается также вторичный флогопит.

Пикроильменит представлен вкрапленниками (5–20 мм) и мелкими зернами в основной массе. Содержание его колеблется от одного до нескольких процентов. По данным химических анализов количество окиси магния в минерале составляет от 5,7 до 9,0 вес. %.

Основная масса пород сложена микролитами клинопироксена и флогопита, кубическими и округлыми зернышками первовскита и рудной пылью. В породах из некоторых даек наблюдаются короткокристаллические микролиты, нацеленные карбонатом (псевдоморфозы по мелилиту?).

Средний химический состав описанных пород приведен в табл. 14. Сильные постмагматические изменения пород, а также неизбежная при анализе брекций засоренность ксеногенным материалом (главным образом за счет известняков и доломитов) существенно исказили первичный состав. В результате по сравнению, например, со средним лимбургитом, по А.Н. Заварицкому, изученные породы отличаются пониженным содержанием кремния, алюминия и щелочных металлов. От кимберлитов и связанных с ними пикритовых порфиритов породы Инглийского района отличаются значительно большим содержанием титана и железа. Однако их главной петрографической особенностью остается наличие вкрапленников и микролитов клинопироксена. Все это в сочетании с отсутствием барофильного пиропа полностью исключает возможность отнесения порфировых ультраосновных пород Инглийского района к кимберлитовой фации вулканизма. Они являются породами пикритовой фации, по нашей классификации [36, 40], и поэтому должны называться согласно традиционной петрографической терминологии по соотношению главнейших пордообразующих минералов.

ТАБЛИЦА 14

Средний химический состав пород (вес. %), выполняющих трубы взрыва и дайки в Инглийском районе [Каминский Ф.В., 1969 г.]

Оксиды	Содержание	Оксиды	Содержание
SiO ₂	29,74	CaO	15,69
TiO ₂	5,33	Na ₂ O	0,45
Al ₂ O ₃	5,53	K ₂ O	1,04
Cr ₂ O ₃	0,10	P ₂ O ₅	0,72
Fe ₂ O ₃	10,48	SO ₃	0,17
FeO	5,46	п.п.п.	15,00
MnO	0,17	Сумма	99,94
MgO	10,06		

Онежский полуостров

На севере Русской платформы в пределах восточного склона Балтийского щита в конце 60-х годов были открыты трубы взрыва, сложенные щелочно-базальтоидными породами и их брекчиями. Общее число трубчатых тел и локальных магнитных аномалий трубочного типа приближается к двадцати [18, 69]. На территории Онежского полуострова общее плавное погружение кристаллического фундамента под трансгрессивно налегающий осадочный чехол, характерное для северо-западной оконечности Русской платформы, усложнено проходящим в осевой части полуострова грабеном северо-западного простирания (рис. 31). В пределах грабена кристаллический фундамент испытал глубокое погружение, которое к вендскому времени было полностью компенсировано. Таким образом, Онежский грабен может рассматриваться в качестве составной части кристаллического фундамента, т.е. доплатформенной структуры, заложившейся и развившейся в течение позднего протерозоя. Онежский грабен в поперечном сечении асимметричен: юго-западный борт имеет простое строение, а северо-восточный – сложное ступенчатое. Трубы располагаются в пределах второй (от оси грабена) ступени северо-восточного борта, локализуясь у нарушений второго порядка, оперяющих крупные разломы. На продолжении Онежского грабена в Кандалакшском заливе известны трубы взрыва мончикитов.

Взаимоотношения трубок с палеозойскими отложениями не установлены. Косвенным свидетельством в пользу докембрийского возраста диатрем служит тот факт, что контролирующий их размещение Верховский разлом в поле развития пород балтийской серии (кембрий) не прослеживается [69]. Форма в плане у большинства трубок приближается к изометричной, диаметр колеблется от 100 до 420 м (рис. 32). Контакты трубок с вмещающими осадочными породами четкие, "сухие". В экзоkontakteх осадочные породы на расстоянии до 4–5 м полностью потеря-

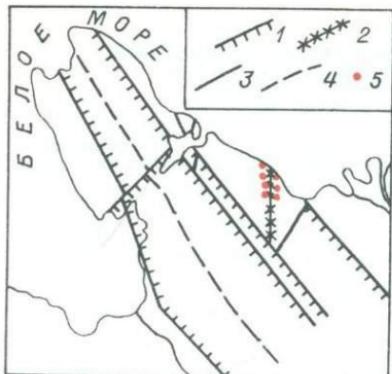


Рис. 31. Структурно-тектоническая схема Онежского грабена [69].

Разломы: 1 – крупные с вертикальным смещением блоков, 2 – Верховский, 3 – прочие; 4 – осевая зона грабена; 5 – трубы взрыва.

ли свой первоначальный облик и превратились в глиноподобную массу, разбитую густой сетью трещин и пронизанную маломощными (до 5 мм) прожилками кальцита. На расстоянии 5–10 м от контакта вмещающие породы сильно брекчированы. Степень брекчирования убывает по мере удаления от контакта и в 35–40 м от него исчезает совсем. В эндоконтактовых зонах в составе вулканических брекчий существенную роль играют мелкие и крупные обломки вмещающих осадочных пород. По мере движения от контакта к центру трубок количество мелкообломочного осадочного материала в брекчиях быстро уменьшается, и уже в 15–20 м от него наблюдаются только сравнительно крупные обломки осадочных пород. У некоторых трубок отмечаются апофизы мощностью до 4–8 м.

Породы, заполняющие трубы взрыва на Онежском полуострове, диагностируются как вулканические брекчии щелочных базальтоидов [18]. При этом брекчии из эндоконтактовых зон переполнены обломками вмещающих верхнепротерозойских осадочных пород, наряду с которыми встречаются ксенолиты архейских гнейсов и ультраосновных полнокристаллических пород. В брекчиях из центральных частей диатрем содержание ксеногенного материала падает до 1–5 %.

Собственно вулканический материал образует специфическую брекцию автолитового типа: овальные и округлые обособления пород ранних генераций (автолиты) цементируются материалом того же состава. При этом как автолиты, так и связующая их масса обладают брекчевой текстурой: небольшие обособления (хондры) размером 0,5–0,7 мм заключены в связующей массе того же состава. Хондры сложены стекловатым, обычно сильно измененным базисом, который вместе с заключенными в нем плагиоклазовыми (также сильно измененными) микролитами составляет основную массу. В центре большинства хондр, особенно наиболее крупных, наблюдаются порфировые вкрапленники, играющие роль своеобразных ядер. При характерной для этих пород микролитовой структуре базиса хондры приобретают концентрическое строение благодаря круговому расположению микролитов вокруг ядер.

Окружающая хондры цементирующая масса составляет от 10 до

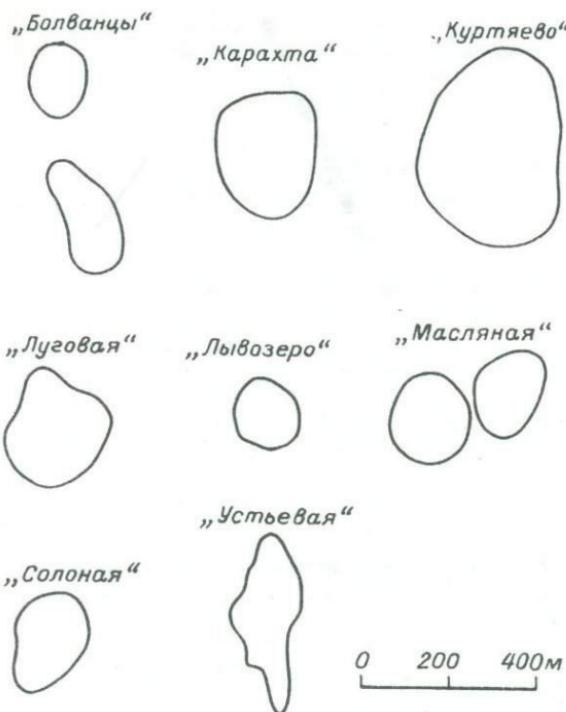


Рис. 32. Форма в плане трубок взрыва Онежского полуострова [18].

90 % объема породы. Эта масса, как и хондры, состоит из базиса и заключенных в ней вкрапленников пироксена, оливина, нефелина, гранатов, слюды и роговой обманки.

Пироксен — авгит-диопсид, иногда с примесью эгирина — образует вкрапленники двух генераций. Крупные вкрапленники (до 1,5 мм) часто зональные, резорбированные, неправильной формы. Иногда в породах наблюдаются мелкие (0,1—0,3 мм) идиоморфные кристаллы клинопироксена.

Оливин в небольшом количестве встречен в породах почти всех диатрем. Обычно он замещен серпентином и карбонатом. Оптические свойства немногочисленных реликтов этого минерала свидетельствуют о существенном (25—60 %) содержании железистого компонента.

Нефелин в описываемых породах не наблюдается. Первоначальное присутствие его предполагается по наличию характерных псевдоморфоз квадратной, таблитчатой и гексагональной форм, сложенных хлоритом с включениями канкринита.

Гранаты не относятся к характерным минералам щелочных базальтоидов, и поэтому наличие заметных количеств (до 40 % тяжелой фракции) гранатов в вулканических брекчиях Онежского полуострова заслуживает

ТАБЛИЦА 15

Химический состав (вес. %) вулканических брекчий из трубок взрыва Онежского полуострова [18]

Окислы	"Болванцы" (7 анализов)	"Карахта" (19)	"Куртяево" (9)	"Луговая" (9)	"Лывозеро" (38)	"Масляная" (3)	"Солоная" (11)	"Устьевая" (12)	Среднее (108)
SiO ₂	43,68	48,60	47,56	50,21	38,51	56,46	46,47	43,51	46,88
TiO ₂	0,85	0,87	0,86	0,74	0,94	0,67	0,64	0,71	0,78
Al ₂ O ₃	11,64	10,85	10,50	10,40	11,64	10,20	9,11	10,18	10,57
Cr ₂ O ₃	0,01	0,018	0,027	—	0,016	—	—	—	0,018
Fe ₂ O ₃	7,65	4,02	4,92	5,38	4,87	4,75	5,67	7,48	5,72
FeO	2,31	3,51	3,57	3,49	4,73	3,06	3,31	2,47	3,31
NiO	—	0,016	0,024	—	0,012	—	—	—	0,017
MnO	0,32	0,30	0,19	0,27	0,30	0,19	0,24	0,32	0,27
MgO	12,50	13,38	13,26	11,30	15,47	10,36	14,85	17,27	13,55
CaO	8,65	5,74	8,93	6,71	9,53	4,61	7,39	6,02	7,20
Na ₂ O	2,57	3,63	3,43	4,26	3,25	3,76	3,66	3,48	3,51
K ₂ O	1,50	1,54	1,42	1,55	0,37	1,90	1,11	0,56	1,24
P ₂ O ₅	0,60	0,34	0,31	0,34	0,58	0,32	0,44	0,41	0,42
V ₂ O ₅	—	сл.	—	—	0,04	—	—	—	0,02
SO ₃	—	0,02	0,04	—	0,21	—	—	—	0,09
п.п.п.	8,60	5,72	4,67	5,18	9,38	3,36	6,57	7,37	6,36
Сумма	100,88	99,56	99,71	99,83	99,85	99,64	99,46	99,78	99,96
H ₂ O ⁻	4,18	3,51	3,15	1,65	3,73	1,25	—	—	2,91
CO ₂	1,50	0,95	0,42	—	1,75	—	—	—	1,16
S _{общ}	сл.	0,06	0,11	0,03	0,14	0,08	0,04	0,03	0,06

особого внимания. Гранаты наблюдаются во всех шлифах, они представлены идиоморфными кристаллами размером до 0,5 мм. Подавляющее большинство гранатов имеют розовый и бледно-розовый цвет, реже встречаются зерна с оранжевым оттенком и даже фиолетовые (трубки "Болванцы", "Карахта", "Лывозеро"); 98 % гранатов обладают розовым цветом и относятся к альмандину. Отдельные разновидности гранатов оранжевого и фиолетового цвета содержат до 43 % ("Карахта") и даже до 63 % ("Болванцы") пиропового компонента [57].

Результаты химических анализов вулканических брекчий из трубок взрыва на Онежском полуострове (табл. 15) позволяют сделать вывод о близости этих пород к мончикитам и целочным базальтоидам, встречающимся в трубках взрыва многих районов. Главным отличием вулканических брекчий Онежского полуострова от других близких к ним пород является наличие в них породообразующего альмандинина, а также акцессорного пиропа. Присутствие даже минимальных количеств барофильных минералов свидетельствует о специфике фациальных условий на каком-то этапе (или этапах) формирования этих пород.

С позиций развиваемых автором представлений о типоморфизме пиропа и алмаза для физико-химических условий кимберлитовой фации [22, 36, 39] вулканиты, заполняющие трубы взрыва на Онежском полуострове, должны быть отнесены к породам кимберлитовой фации. Однако отсюда не следует, что онежские вулканические брекчии следует диагностировать как кимберлиты или кимберлитовые брекчии. Собственно кимберлиты являются существенно более ультраосновными породами, лишенными порфировых вкрапленников пироксена [22]. Предложение об отнесении вулканических брекчий Онежского полуострова к породам кимберлитовой фации щелочно-базальтоидного вулканизма не противоречит отрицанию применимости к ним названия "кимберлиты", которое является более узким термином. Нет здесь нарушения и существующих петрологических норм. В качестве аналогичного подхода к названиям фаций и к диагностике пород сошлемся на примеры из иетрологии метаморфических пород. Никто не ставит под сомнение привилегированность того, что к амфиболитовой фации метаморфизма относят не только собственно амфиболиты, но также и амфиболовые и слюдяные гнейсы; к гранулитовой фации наряду с собственно гранулитами (гранат-лагиоклазовыми породами) без колебаний причисляют двупироксеновые и гранатовые гнейсы и ряд других горных пород.

Южный Гиссар

Район Южного Гиссара охватывает южный склон Гиссарского хребта и западную часть его отрога — Карагинского хребта. Региональное перекрытие палеозойской складчатой области Южного Тянь-Шаня мезо-кайнозойскими отложениями свидетельствует в пользу отнесения этого района к южной окраине тянь-шаньских герцинид. Свообразие геологического строения позволило В.М. Синицыну [1957 г.] при разработке схемы тек-

тонического районирования Тянь-Шаня выделить Южно-Гиссарскую тектоническую зону. Отличительной особенностью этой зоны является отсутствие в стратиграфическом разрезе сложений нижнего и среднего палеозоя при широком развитии верхнегеологозийских отложений и позднегерцинском возрасте главной складчатости. Тектонический режим южного склона Гиссарского хребта после завершения герцинского орогенеза носит отчетливо выраженный платформенный характер. Об этом свидетельствуют, в частности, состав и мощность отложений триаса, юры, мела и палеогена [8].

К числу специфических черт геологии Южного Гиссара относятся многоактность и значительные масштабы магматической деятельности. Среди ее продуктов преобладают батолитообразные интрузии гранитоидов, которые слагают более половины площади района. Значительно развиты вулканогенные образования и связанные с ними субвуликанические и гипабиссальные интрузии. Выделяется семь магматических комплексов, различающихся составом и возрастом пород. Один из этих комплексов считается условно докембрийским, пять датируются от девона до поздней перми включительно, еще один относится к раннему – среднему триасу (?).

Ранне-среднетриасовый магматический комплекс наиболее важен в интересующем нас аспекте, поскольку он включает разнообразные по составу трубки взрыва и формирование его происходило в условиях субплатформенного тектонического режима. Этот комплекс, наиболее широко представленный в Южно-Гиссарской зоне, включает штоки монцонитов, пластовые залежи трахиандезитов, трубки взрыва пикритовых порфиритов, мончикит-лимбургитов и анальцимовых базальтов, а также дайки трахитоидных сиенит-порфиров, трахивазальтов, щелочных лампрофиров, пикритов и некоторых других пород. Возраст пород этого комплекса определяется активным контактом их с красноцветными молассами ханакинской свиты позднепермского – раннетриасового возраста и отсутствием аналогичных магматитов среди мезозойских отложений, несогласно перекрывающих палеозойские образования (разрез мезозоя в районе начинается с отложений верхнего триаса). Наиболее молодыми образованиями описываемого комплекса являются трубки взрыва и дайки камптонитов (радиогенный возраст, определенный калий-аргоновым методом, – 199–215 млн. лет), мончикитов и пикритов (170 – 174 млн. лет); для некоторых пород предполагается триасово-юрский возраст [8].

В пределах Южного Гиссара известно около 30 трубок взрыва, все они располагаются в пределах Гиссарского гранитоидного plutona (рис. 33). Для некоторых, в частности наиболее крупных, трубок отмечается контроль поперечными по отношению к тектонической структуре района узкими зонами повышенной трещиноватости, которые рассматриваются как результат проявления глубинных разломов фундамента в породах верхних структурных ярусов. Менее значительные по размерам трубки иногда тяготеют к зонам "квазиных" разломов, локализуясь в оперяющих эти разломы дислокациях.



Рис. 33. Схема геологического строения Южного Гиссара и расположения трубок взрыва [8].

Отложения: 1 – мезо-кайнозойские, 2 – палеозойские; 3 – интрузивные образования; 4 – разрывные нарушения; 5 – трубки взрыва.

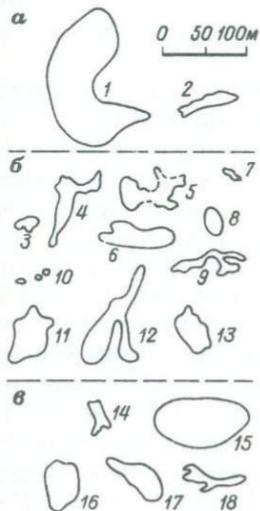


Рис. 34. Форма в плане трубок взрыва на Южном Гиссаре [8].

α – трубки пикритового состава: 1 – "Тувиш", 2 – "Хельмагз"; β – трубки мончикит-лимбургитового состава: 3 – "Оджук", 4 – "Сурхоб", 5 – "Чимкуйды", 6 – "Калоч", 7–9 – "Дев-Дара I, II и III", 10–13 – "Дашти-Мазар I, II, III и IV"; γ – трубки анальцим-базальтового состава: 14 – "Каджоб", 15 – "Сайд", 16 – "Пандема", 17, 18 – "Курбан I и II"

Размеры трубок на уровне земной поверхности изменяются от 5 × 10 до 50 × 250 м. В морфологическом отношении среди них наблюдаются почти изометричные и сплюснутые в плане тела. В некоторых случаях благодаря частично сохранившейся кровле трубки на уровне современного среза имеют подковообразную форму. Поражает неправильная, прихотливая, "амебовидная" форма многих средних по величине диатрем, сложенных мончикит-лимбургитовыми породами и отчасти анальцимовыми базальтами (рис. 34). Вероятной причиной указанной морфологической особенности диатрем является относительно вязлое протекание вул-

канических процессов, интенсивность которых не обеспечила необходимой "разработки" жерл, приуроченных к узлам пересечения нескольких дизьюнктивных нарушений. При групповом расположении диатремы, иногда даже на уровне современного эрозионного среза, соединяются дайками аналогичных пород, но без ксенолитов, т.е. массивными разновидностями (трубки "Дев-Дара I и II" и др.). Контакты большинства диатрем круто (60 – 85°) наклонены к их центрам.

В трубках сложного строения ранние генерации пород представлены эксплозивными брекчиями, поздние – массивными порфировыми породами, почти лишенными ксенолитов ("Сурхоб", "Дев-Дара III" и др.). Многие диатремы секутся дайками, которые по составу близки заполняющим трубки породам. В некоторых случаях дайки располагаются радиально по отношению к центрам трубок, подчеркивая центрическое строение тел. Наиболее показательна в этом отношении трубка "Оджук", сложенная эруптивной брекчии мончикит-камптонитов. Диатрема сечется шестью дайками анальцимсодержащих оливин-пироксеновых камптонитов, располагающимися субрадиально по отношению к ее центру. Мощность даек $0,4$ – $1,0$ м, протяженность 6 – 20 м [8]. Вблизи трубок во вмещающих породах распространены дайки камптонитов, пикритов и анальцимовых базальтов. Длина их 200 м, редко 1000 м, мощность до 5 м. Простижение даек преимущественно северо-восточное.

Пикритовые порфиры и эруптивные брекчии этих пород встречены лишь в двух трубках взрыва; одна из них ("Тувиш") является самой крупной, а вторая ("Хельмагз") – средней среди диатрем Южного Гиссара. Они сложены эруптивными брекчиями и туфобрекчиями пикритовых порфиритов, и лишь на небольшом участке в северной части трубки "Тувиш" встречены массивные пикритовые порфиры, образование которых предположительно связывается со второй фазой внедрения. Пикритовые порфиры сложены карбонатом, серпентином и тальком, образующими псевдоморфозы по вкрапленникам оливина (10–15 %), которые заключены в основной массе, представленной микролитами диопсид-авгита с примесью плеонаста, титанистого флогопита, анальцима и серпентин-хлоритового вещества. Изредка встречаются крупные (до 3 мм) фенокристаллы кринопироксена. Туфобрекчии этих пород состоят из большого количества (50–90 %) обломочного материала и связующей массы, претерпевшей сильную гидротермальную обработку.

Подготовка проб эксплозивных брекчий к анализам (табл. 16) требует тщательного удаления ксеногенного материала, поскольку в противном случае его искажающее влияние изменяет результаты до неузнаваемости.

В эксплозивных брекчиях пикритовых порфиритов кроме обломков вмещающих пород постоянно встречаются ультраосновные включения. Среди них описаны шпинелевые перидотиты, черные и зеленые клинопироксениты [55]. Перидотитовые включения в свежем виде не наблюдались, они являются по существу апоперидотитовыми серпентинитами с петельчатой или гранобластовой структурой и сложены серпентином и карбонатом. Из первичных минералов сохраняются красно-бурая шпинель и частично клинопироксен. Подобные образования широко распро-

странены среди ультраосновных нодулей в базальтоидах из различных регионов.

Зеленые клинопироксениты состоят из диопсида с примесью спорадически присутствующих небольших количеств оливина, ортопироксена и вторичного флогопита. Черные клинопироксениты сложены авгитом и зеленой шпинелью, содержание которой изменяется от 5 до 20 %. В отдельных образцах встречаются единичные зерна оливина и небольшие количества вторичного флогопита. В пикритовой брекчии трубы "Тувиш" по среднему химическому составу черные пироксениты существенно отличаются от зеленых меньшим содержанием кремния, кальция, магния и хрома при резко повышенном количестве титана, алюминия и железа.

Исследователи, изучавшие ультраосновные включения из пикритовых трубок Южного Гиссара, относят шпинелевые перидотиты и зеленые клинопироксениты к мантийным образованиям. Иная трактовка предлагается для включений черных клинопироксенитов. В связи с тем что клинопироксен и шпинелиды черных клинопироксенитов по химическому составу и физическим свойствам весьма сходны с присутствующими в щелочных базальтоидах многих регионов фенокристаллами высокого давления, с учетом также экспериментальных данных [Green D.H., Hibberson W., 1970 г.] эти включения рассматриваются в качестве аккумулятивных (сегрегационных) образований [55].

Мончикит-лимбургиты, особенно брекчии этих пород, слагают большинство трубок взрыва на Южном Гиссаре. Массивные разновидности и цемент эруптивных брекчий этой группы обладают порфировой структурой, основная масса — микролитовой структурой. Порфировые вкрапленники (7–15 %) представлены оливином, обычно нацело замещенным карбонатом, серпентином, реже тальком. Пироксен (15–20 %) образует микролиты (диопсид-авгит) и ксенокристаллы (диопсид). Биотит (5–7 %) встречается в виде сильно опацитизированных и корродированных ксенокристаллов (?). Плагиоклаз представлен единичными альбитизированными зернами андезина в основной массе и обильными обломками более кислого состава. Все эти минералы заключены в буроватом вулканическом стекле (40–60 %). Результаты химических анализов рассмотренных пород (см. табл. 16) подтверждают принадлежность их к обширной группе щелочных базальтоидов.

Среднее содержание ксенолитов в эруптивных брекчиях мончикит-лимбургитов около 30 %, но в некоторых случаях порода бывает буквально переполнена обломками вмещающих гранитоидов (трубка "Калоч" и др.). Обломочный материал по составу и происхождению распадается на несколько групп: ксенолиты вмещающих пород, ксенолиты пород гранулитовой фации и эклогиты, обломки глубинных ультрамафических пород. В интересующем нас аспекте наиболее важны включения перидотитов и пироксенитов. Находки перидотитов единичны. Они сложены серпентиновыми псевдоморфозами по оливину (50–60 %), пироксеном (20–30 %), флогопитом (10–15 %) и шпинелидами (до 5 %).

Среди пироксенитовых включений в мончикит-лимбургитовых брекчиях, как и в ранее описанных пикритовых, выделяются разновидности

ТАБЛИЦА 16

Химический состав (вес. %) вулканитов и глубинных включений из трубок взрыва

Породы	Трубки и дайки	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Пикритовый порфирит, Эксплозивная брекчия пикритового порфириита	"Тувиш"	3	38,71	1,66	12,57
	"Хельмагз"	1	55,23	1,43	20,57
Мончикит	"Оджук"	2	44,75	1,24	13,88
Эруптивная брекчия мончикита	"	3	49,63	0,99	14,93
Камптонит-мончикит	"Дев-Дара II"	1	43,61	2,15	13,35
	"Калоч"	2	44,84	1,54	13,21
Камптонит	"Дев-Дара IV"	1	39,26	1,97	17,78
	"Дашти-Мазар"	5	45,88	0,89	14,48
Анальцимовый базальт	"Чимкуйды"	2	42,92	1,60	13,68
	"Рангинау"	2	50,82	0,98	17,01
Клинопироксенит зеленый включение в пикритовой брекции	"Курбан I"	3	49,40	0,95	17,44
	"Курбан II"	1	44,80	1,07	17,89
Клинопироксенит зеленый включение в мончикит-лимбургитовой брекции	"Тувиш"	4	50,52	0,36	3,40
	"Сурхоб"	1	43,27	0,18	3,74
Клинопироксенит черный включение в пикритовой брекции	"Тувиш"	20	43,48	0,84	12,23
	"Оджук"	1	45,11	0,62	11,00

зеленого и черного цвета. По минералогическим и петрографическим особенностям и химическому составу эти включения мало отличаются от существующих в пикрит-порфиритовых брекчиях. Следует заключить, что наличие двух групп клинопироксенитовых включений: зеленых с диопсидом и хромдиопсидом и черных с высокоглиноземистым, богатым титаном авгитом — является, по-видимому, общей закономерностью для щелочных базальтоидов Южного Гиссара, как и многих других регионов мира. При этом обосновления черных клинопироксенитов могут рассматриваться в качестве сегрегационных образований.

Единичные включения эклогитового состава встречены в эксплозивной брекчии трубки "Оджук". Они сложены зеленым диопсидом и розово-желтым гранатом, содержащим 42–55 % пиропового компонента. Реакционный характер развития граната позволяет связывать образование этих включений с процессами эклогитизации [8].

на Южном Гиссаре [8, 55]

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr_2O_3	п.п.п.	Сумма
4,55 8,00	7,20 2,66	0,21 0,09	10,97 1,13	13,19 1,81	1,13 3,80	1,79 3,00	0,61 0,38	— —	7,86 2,59	100,45 100,69
4,90 6,44 5,46 3,73 4,54 7,21 6,84 3,29 8,00 4,36 1,73	5,17 3,36 6,02 7,36 5,75 5,28 4,95 0,12 0,10 4,38 4,83	0,19 0,14 0,23 0,16 0,18 0,28 6,40 9,93 2,76 1,92 0,09	9,90 5,61 16,96 11,98 7,80 7,45 10,02 11,37 5,32 6,08 2,54	11,42 6,76 11,84 8,85 8,03 4,94 9,93 2,36 5,32 2,57 9,54	1,45 1,60 1,59 2,30 1,92 1,20 2,42 2,72 3,44 4,06 2,37	2,44 3,58 2,41 2,07 2,98 4,56 2,95 0,31 4,20 0,44 3,12	0,37 0,40 0,80 0,48 0,60 0,63 0,38 0,31 0,41 0,47 0,47	— — — — — — — — — — —	4,81 6,71 4,78 3,41 5,89 9,97 5,12 5,04 3,22 8,23 11,66	100,52 100,15 98,50 99,93 99,83 100,53 100,33 100,40 100,76 99,97 100,11
2,03 3,29	2,86 6,33	0,11 0,28	16,86 10,95	19,80 14,15	0,45 0,14	0,19 0,13	0,05 0,10	0,38 —	2,90 17,35	99,91 99,91
3,08 4,30	5,23 3,42	0,11 0,22	13,40 13,48	17,69 18,55	0,59 0,54	0,21 0,16	0,03 0,07	0,07 —	2,60 2,62	99,56 100,09

Анальцимовые базальты и эруптивные брекчи этих пород в трубках взрыва на Южном Гиссаре пользуются сравнительно небольшим распространением. Они представляют собой плотные породы с небольшим количеством (5–15 %) фенокристаллов андезина, диопсид-авгита, опацитизированного биотита и полностью измененного оливина, заключенных в буром вулканическом стекле с микролитами плагиоклаза и клинопироксена. Продукты изменения стекла содержат значительное количество анальцима, присутствующего также и в миндалинах. В петрохимическом отношении эти породы соответствуют анальцим-ортоклазовым базальтам, однако ортоклаз в самих породах не установлен, он является лишь нормативным минеральным компонентом.

Эруптивные брекчи анальцимовых базальтов содержат до 40 % ксеногенного материала. При наличии различных разновидностей вмещающих гранитоидов и пород гранулитовой фации характерно практически пол-

ное отсутствие обломков эклогитов и глубинных ультрамафических пород. Последнее обстоятельство позволяет сделать вывод о меньшей глубине зарождения расплавов, формировавших анальцимовые базальты, по сравнению с глубиной источников пикритов и мончикит-лимбургитов.

Минусинский район

На юго-западе Центральной Сибири (примерно в 150 км юго-западнее Красноярска) в пределах Северо-Минусинской впадины известно несколько трубок взрыва. Они располагаются на склонах Копьевского купола, унаследовавшего антиклинальную структуру нижнепалеозойского складчатого фундамента Минусинского межгорного прогиба. В ядре купола на земную поверхность выведены вулканогенно-осадочные породы нижнего и среднего девона, слагающие базальные горизонты полого залегающего чехла впадины. Выше наблюдаются континентально-лагунные и морские отложения верхнего девона и нижнего карбона. Общая мощность чехла 1500–2500 м.

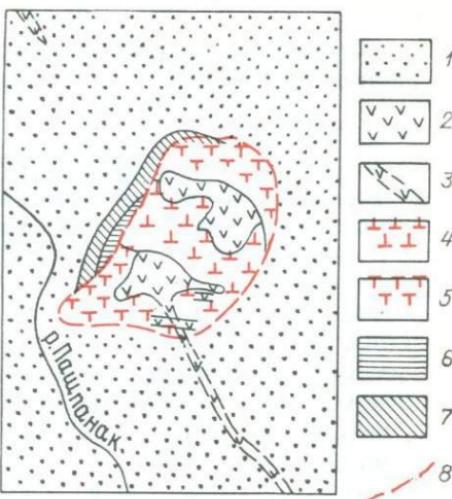
Всего в районе обнаружено шесть трубок взрыва: "Тергешская", "Белевская", "Конгаровская", "Бараджульская", "Марская" и "Красненъские озера". Форма их в плане округлая и удлиненная, поперечные размеры от 100 до 540 м. Изучение контактов трубок и особенностей магнитных аномалий позволяет предположить вертикальное и крутопадающее залегание диатрем, воронкообразное сужение их с глубиной. Длинные оси трубок в плане нередко совпадают с простиранием тектонических нарушений, к которым они приурочены.

Трубки сложены эруптивными брекчиями, которые в ряде случаев определенно относятся к нескольким генерациям: в трубке "Тергешская" – три генерации, "Конгаровская" – две. Брекчии различных генераций различаются по количественному соотношению цемента и обломочного материала, по размеру и преобладающему составу обломков. Брекчии всех диатрем сложены преимущественно угловатыми обломками осадочных пород девона и карбона при подчиненном количестве девонских эффузивов. Еще реже встречаются обломки метаморфизованных пород кембрия, кристаллических сланцев и изверженных пород. Особо надо подчеркнуть, что брекчии всех диатрем содержат округлые включения ультраосновных и эклогитоподобных пород: гранатовые (пироповые) лерцолиты, шпинелевые вебстериты, мономинеральные оливиновые, пироксеновые (авгитовые и диопсидовые) и флогопитовые желваки, эклогитоподобные породы со скалолитом.

Цемент брекчий представлен мельчайшими обломками, погруженными в хлорит-серпентин-карбонатную массу, на отдельных участках которой наблюдается развитие гидроокислов железа и окварцевание. Структура этой массы – реликтовопорфировая с реликтовомикролитовой структурой основной массы. В псевдоморфозах по микропорфировым вкрапленникам установлены реликты оливина и пироксена, что в комплексе с хлорито-серпентиновой лейкоксенизированной основной массой

Рис. 35. Геологическая схема трубы "Конгаровская" [Крюков А.В., 1964 г.].

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты; 3 — дайки базальтов по данным магниторазведки; лимбургитовые брекчи; 4 — мелкообломочные второй генерации; 5 — крупнообломочные первой генерации; 6 — угленосные отложения карбона; 7 — красноцветные отложения девона; 8 — контур трубы взрыва по данным магниторазведки.



позволило А.В. Крюкову [1962, 1964 г.] высказаться за лимбургитовый состав породы. Результаты химических анализов (с учетом почти неизбежного искажения примесями ксенолитов) не противоречат такому предположению (табл. 17).

Эруптивные брекчи всех трубок интрузированы некками и дайками базальтов, которые нередко продолжаются и во вмещающие трубы осадочные породы (рис. 35). Базальты представляют собой черные мелко-зернистые свежие породы массивной текстуры. Степень раскристаллизации пород зависит от близости к контактам. В центральных частях некков и даек породы полностью раскристаллизованы и нередко имеют долеритовую структуру. Ближе к kontaktам структура породы становится порфировой с микродолеритовой структурой связующей массы. В экзоконтактовых зонах развиты типичные гиалобазальты. В базальтах, слагающих некки среди эруптивных брекчий, постоянно присутствуют включения перидотитов и пироксенитов, в то время как в базальтовых дайках, секущих осадочные толщи, таких включений нет. Предполагается, что ультраосновные включения были захвачены базальтовой магмой при прорыве эруптивных брекчий. Поронообразующие минералы этих базальтов по оптическим свойствам и составу сходны с присутствующими в породах трапповой формации; то же можно сказать и о химическом составе пород.

Монголия

В кайнозойской тектономагматической активизации Центральной Азии, сопоставимой по масштабам, характеру и возрасту с вулканализмом Восточно-Африканской провинции, особое место занимают проявления новейшего вулканализма в Монголии. Извержения базальтоидов Монголии

ТАБЛИЦА 17

Химический состав пород (вес. %) Конгаровской трубки взрыва
[Крюков А.В., 1964 г.]

Окислы	Черная мелкообломочная брекчия второй генерации	Бурая крупнообломочная брекчия первой генерации	Шпинелевый перцолит (включение)	Базальт с включениями ультраосновных пород	
				с небольшим количеством	с большим количеством
SiO ₂	48,16	38,03	42,99	42,70	39,88
TiO ₂	1,19	1,35	0,23	1,96	2,19
Al ₂ O ₃	12,96	10,40	3,75	12,75	10,48
Fe ₂ O ₃	5,88	9,97	1,53	4,65	5,18
FeO	1,72	2,02	8,43	7,95	8,04
MnO	0,16	0,16	0,18	0,19	0,37
MgO	4,52	10,04	34,28	12,68	15,72
CaO	7,63	7,88	5,50	9,49	6,90
Na ₂ O	1,39	1,30	0,31	2,87	1,64
K ₂ O	3,49	2,19	0,14	1,50	0,46
P ₂ O ₅	0,43	0,64	0,11	0,75	0,78
п.п.п.	11,94	16,14	2,54	1,85	7,70
Сумма	99,47	100,12	99,99	99,34	99,34

отражают своеобразие кайнозойского этапа геологического развития Центральноазиатской провинции. Данный этап ознаменовался общим поднятием региона и изгибанием возникшей в палеоген-неогеновое время выровненной поверхности. Алогея эти процессы достигли в плиоцене. В плиоцен-плейстоценовое время на различных участках провинции началось рифтообразование. Базальтоиды Монголии связаны с новейшей активизацией, которая прервала начавшееся в конце мела — начале палеогена платформенное развитие региона.

Новейшие вулканиты Монголии сосредоточены в двух главных зонах. Одна из них — в Центральной Монголии — ориентирована в субмеридиональном направлении и проходит от рифтовой впадины оз. Хубсугул (продолжение Байкальского рифта) через сводовое поднятие Хангай до Южно-Гобийских пустынь. Другая зона представлена сплошным базальтовым покровом, расположенным на плато Дариганга. За пределами этих зон известны лишь незначительные по размерам поля базальтов. Характерно, что большинство базальтовых полей сформировано в результате деятельности многочисленных, быстро отмиравших и мигрировавших в пространстве вулканических центров.

Приуроченная к новейшему сводово-глыбовому поднятию Хангайская вулканическая область и плато Дариганга выделяются своеобразием пород, аналоги которых не известны в других вулканических полях

кайнозойского возраста Монголии. Калиевые, в том числе лейцитовые, лавы Хангая и натриевые базальтоиды плато Дариганга богаты глубинными включениями, а первые, кроме того, еще и мегакристалами высоких давлений. Наиболее интересные и своеобразные проявления вулканизма в Хангае связаны с Тарятской впадиной. Конфигурация и внутреннее строение Тарятского вулканического поля зависят не только от тектонического развития, но также и от "довулканического" рельефа вмещающей его впадины. Эта впадина представляет собой субширотный грабен, входящий в систему молодых структур Хангайского поднятия, которые возникли в позднем неогене. Длина структуры 70–80 км при ширине 10–15 км [21]. Дно впадины является кровлей системы полого залегающих лавовых покровов с останцами – выступами докайнозойского основания. В западной половине впадины установлено шесть небольших вулканических построек. Протекающие по впадине реки на отдельных участках прорезают вулканогенное заполнение и вскрывают докайнозойский цоколь.

Принята следующая схема расчленения кайнозойских вулканитов Тарятской впадины: 1) плиоценовые лавы, слагающие останцы наиболее высоких террас, 2) плейстоценовые лавы 40–90-метровых террас и дна впадины, 3) голоценовые лавы, образующие единичные потоки на уровне пойменных террас и вулканические постройки на плейстоценовых покровах.

Толща плиоценовых лав имеет четко выраженное двучленное строение. Нижние 2/3 ее сложены мощными (до 20 м) потоками калиевых лимбургитов и калиевых авгититов, содержащих мегакристаллы богатого алюминием авгита, санидина и ксенолиты шпинелевых лерцолитов. Характерна тонкостолбчатая (до 10 см в поперечнике) отдельность. Верхняя треть разреза плиоценовой толщи сложена несколькими пузыристыми у кровли потоками трахибазальтов и трахитовых андезито-базальтов мощностью по 3–6 м с толстостолбчатой (50–70 см) отдельностью.

Потоки лимбургитов и авгититов прорываются эксплозивными (?) и интрузивными телами. К эксплозивным предположительно могут быть отнесены изометричные в плане тела диаметром до 100 м, сложенные ортоклазовыми трахибазальтами и трахиандезитовыми долеритами. Практическое тождество этих пород с лавами верхней трети плиоценовой толщи и отсутствие подобных пород в других частях разреза кайнозойской толщи позволяют относить указанные тела к вулканическим жерлам плиоценовых излияний. Интрузивные тела представлены небольшим штоком (диаметр около 200 м), силлами (мощность до 5–6 м, протяженность до 300 м) и дайками (мощность 1–3 м) ортоклазовых трахибазальтов, лейцитовых тефритов и лейцитовых базанитов, содержащих большое количество глубинных ксенолитов. Внедрения сопровождались деформацией и брекчированием вмещающих лавовых покровов с образованием эруптивных брекчий, слагающих у подошвы силлов линзообразные залежи мощностью до 3 м.

Плейстоценовые лавы являются наиболее распространенными кайнозойскими вулканитами Тарятской впадины. Они слагают обширный по площади комплекс мощностью 70–90 м. Всего здесь насчитывается до

10 четко разграниченных лавовых потоков, каждый из которых обладает шлаковой коркой и массивной серединой с толстостолбчатой отдельностью. Нижняя часть разреза сложена калиевыми базанитами, верхняя — лимбургитами.

Голоценовые лавы локализованы главным образом в западной части Тарятской впадины. Это маломощные (3–5 м) покровы, непосредственно соединяющиеся с центрами излияний, которые представлены шестью конусами с диаметром основания около 1000 м, высотой 100–200 м, диаметр кратера 200–400 м. У наиболее хорошо сохранившегося вулканического аппарата крутизна склонов достигает 45°. Конус открыт на юг в направлении течения лавы, образовавшей покров площадью около 200 км². Кроме лавы этот вулкан извергал смесь вулканического песка и пепла с многочисленными лапиллями и бомбами размером до 1 м. Среди пород голоценового возраста установлены лейцитовые базаниты и тефриты, калиевые гавайиты, калиевые лимбургиты и авгититы. Особый интерес представляют открытые за последние годы эруптивные брекчи гранатовых базанитов. Они встречаются в высокогорной части Хангайского нагорья и в Тэрхийн-Цараннурской депрессии, сложенной покровами кайнозойских щелочных базальтоидов с кое-где сохранившимися эруптивными аппаратами.

Наиболее изучена группа вулканических аппаратов, расположенных в урочище Шаварын-Царам и под этим названием описанных в литературе. Вулканический аппарат 1 в этой группе (рис. 36) представлен реликтом верхней части вулканического конуса, нижняя и кратерная части которого перекрыты плейстоценовыми базальтами; размеры аппарата 340–590 м. Вулканиты стратифицированы; сплоистость в них с углами падения до 10° повторяет рельеф палеозойского цоколя. Центральная часть жерла сложена наиболее плотными разновидностями эруптивных брекчий, среди которых встречаются стекловатые образования. Породы краевых частей пористые, до шлаковидных, напоминающие туфобрекции. В них наблюдаются обломки брекчий, слагающих центральную часть жерла. Макроскопически эруптивные брекчи представляют собой породы, в темно-серой связующей массе которых заключены обломки мегакристаллов граната, пироксена, санидина, плагиоклаза, осадочных, метаморфических и изверженных пород. Среди последних отмечаются бомбы стекловатых лимбургитов и глубинные ксенолиты перидотитов и пироксенитов размером до 0,7 м.

По содержанию виртуальных минералов выделяются четыре группы вулканитов: базаниты, щелочные базальты, а также лейцитовые разновидности этих пород [19]. Минералы всех типов идентичны или близки по составу. Оливин представлен крупными (до 2 мм) оплавленными корродированными (первая генерация) и мелкими (около 0,01 мм) изометричными (вторая генерация) кристаллами, содержащими 11–12 % фаялитового компонента. Титан-авгит образует мегакристы до 8 см и микролиты в основной массе пород. Энстатит встречается только в виде фенокристаллов, длина которых от сотых долей миллиметра до 1 мм. Санидин отмечается в гранатовых базальтоидах в виде мегакристаллов и реже фено-

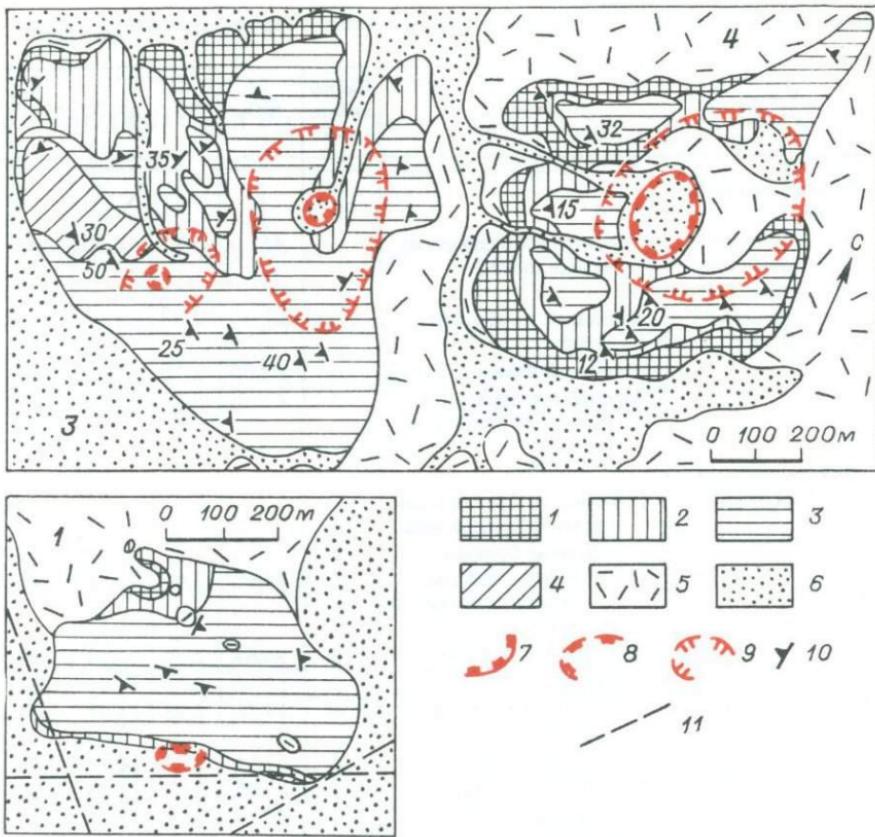


Рис. 36. Строение вулканических аппаратов района Шаварын-Царам [19].

Гранатовые щелочные базальтоиды: 1 – первая фаза первого цикла извержения (вулканические пеплы, шлаки), 2 – вторая фаза (пеплы), 3 – первая фаза второго цикла (переслаивание шлаков и агглютинатов), 4 – вторая фаза (лавы пористые, реже плотные); 5 – палеозойские осадочные и изверженные породы; 6 – современные дельвиально-проливиальные отложения; жерла вулканических аппаратов: 7 – установленные, 8 – предполагаемые; 9 – кратеры; 10 – элементы залегания вулканитов; 11 – разрывные нарушения под современными наносами.

кристаллов. В их структуре наблюдаются переходы к триклинической сингонии, являющиеся, вероятно, результатом кристаллизации при высоком (1000–2000 МПа) давлении.

Плагиоклаз образует лейсты в породах всех типов, а вкрашенники – только в группе щелочных базальтов. Состав его от лабрадора № 80–82 в базанитах до лабрадор-битовнита № 70, лабрадора № 52–62 в щелочных базальтах. Гранат образует мегакристаллы и фенокристаллы. Первые достигают 10 см в поперечнике, форма их неправильная округлая, цвет оранжево-красный. Обычное содержание пиропового компонента 52–56 %,

ТАБЛИЦА 18

Химический состав (вес. %) кайнозойских вулканитов Тарятской впадины и плато

Район, вулкан	Породы	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Тарятская впадина						
вулкан Нарин-Гичегене	Лейцитовый базанит, лавовый шлейф	1	45,50	2,47	16,60	3,48
вулкан Хорог	Калиевый лимбургит, бомба	1	46,00	2,38	14,70	1,49
	Калиевый базанит, поток	1	47,00	2,70	14,20	2,63
	Анальцимсодержащий калиевый лимбургит, поток	1	45,30	2,45	13,50	2,63
Шаварын-Царам вулкан 1	Эруптивная брекчия калиевого базальтоида					
	цемент брекции	1	51,25	2,07	17,20	2,75
	стекловатый участок из связующей массы	1	45,60	2,65	17,66	3,84
	Лейцитовый базанит	5	50,62	2,22	13,94	3,99
	Лейцитовый лимбургит	1	51,10	2,39	14,90	2,64
	Лейцитовый щелочной базальт	6	49,26	2,38	14,99	3,34
вулканы 3 и 4	Щелочной базальт	8	51,15	2,39	14,75	3,48
	Лейцитовый базанит	3	48,08	2,87	15,13	4,80
	Лейцитовый лимбургит	4	46,38	2,55	14,38	8,69
	Лимбургит	3	47,08	2,35	14,57	10,45
	Лейцитовый щелочной базальт	4	47,21	2,57	14,97	7,61
Плато Дариганга	Щелочной базальт	1	48,20	1,72	13,80	5,42
	Натриевые щелочные базальтоиды	77	47,11	2,65	12,63	4,02

иногда до 62 %. Следующими по распространенности являются альмандин (19–31 %), андрадит (3–16 %) и гроссуляр (0–11 %).

Возраст описанных вулканитов определялся по мегакристаллам санинина калий-argonовым методом: 2,0; 2,6 и 6,2 млн. лет [19].

Вулканические аппараты 3 и 4 расположены в 3,5 км севернее вышеописанного. Аппарат 3 достигает в диаметре 900 м и является двухкратерным вулканом. Главный (северный) кратер размером 300–450 м хорошо выражен в рельефе. Дно его диаметром 70 м заполнено современными наносами. Второй кратер (диаметром 150–200 м) с жерлом 30–40 м в поперечнике функционировал только на поздних этапах извержения

Дариганга [19, 21, 72]

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	S _{общ}	Сумма
7,59	0,19	6,30	6,80	5,00	5,00	—	0,44	—	99,37
9,29	0,24	7,90	7,60	4,50	4,10	—	0,83	—	99,03
7,62	0,20	8,40	8,50	3,98	3,06	—	0,94	—	99,33
8,76	0,23	10,70	7,75	4,36	2,98	—	0,62	—	99,28
7,25	0,13	5,74	5,54	3,73	4,12	—	0,34	—	100,12
7,12	0,15	4,44	6,93	5,85	4,56	—	0,78	—	99,58
6,16	0,13	6,66	6,01	4,21	3,78	0,96	1,05	0,02	99,75
7,16	0,15	7,57	5,04	4,52	3,91	0,98	0,54	0,02	100,92
6,82	0,23	5,94	5,87	5,20	4,37	1,29	0,50	0,03	100,22
6,70	0,15	6,53	5,38	4,42	3,78	0,93	0,79	0,02	100,47
6,47	0,15	5,35	5,39	5,02	4,94	1,38	0,54	0,02	100,14
2,79	0,16	5,35	7,15	4,61	4,28	1,40	2,42	0,03	100,19
0,65	0,15	5,88	6,79	4,84	4,12	1,32	1,48	0,02	99,70
3,71	0,16	6,10	6,48	4,73	4,24	1,36	1,04	0,03	100,21
5,42	0,15	10,70	7,40	3,40	2,80	0,64	0,92	0,02	100,59
8,15	0,22	8,61	9,53	3,74	1,79	—	0,89	—	99,34

и устанавливается главным образом по залеганию лавовых потоков. Аппарат 4 — однократерный вулкан диаметром 600–700 м, этот кратер занимает большую часть площади аппарата. Кратеры обоих вулканов окружены потоками лав и пирокластов с выраженной стратификацией. Углы наклона пластов вулканитов достигают 40°. Извержения проходили в два цикла, каждый из которых начался выбросами пирокластического материала, сменявшимися излияниями богатых газами лав, продуцировавших шлакобазальты щихлунитового типа. В конце каждого цикла изливались лавы, содержащие небольшое количество летучих компонентов.

Породы, слагающие вулканические аппараты 3 и 4, почти идентичны

породам аппарата 1. Главное различие заключается в отсутствии крупных мегакристаллов граната и относительной редкости мегакристаллов клинопироксена в породах аппаратов 3 и 4. Глубинные включения, представленные только шпинелевыми лерцолитами, довольно редки и невелики по размерам.

Среди кайнозойских вулканитов Тарятской впадины в целом существенно преобладают породы из группы щелочных базальтоидов. Более кислые и менее щелочные дифференциаты редки. В петрохимическом отношении кайнозойские лавы образуют сильно недосыщенную ассоциацию щелочных базальтоидов калиевого типа [21] (табл. 18). Натриевые базальтоиды плато Дариганга характеризуются меньшей общей щелочностью при почти двукратном превышении содержания натрия над калием.

Для щелочно-базальтоидных серий Монголии, как и для других подобных вулканитов мира, характерно присутствие крупных одиночных кристаллов (мегакристов) железо-магниевых минералов и полевых шпатов, а также включений глубинных ультраосновных пород. Наиболее разнообразны мегакристы и ксенолиты глубинных пород в калиевых базальтоидах. Мегакристы в них представлены клинопироксенами, гранатом, флогопитом, санидином, ксенолиты — шпинелевыми лерцолитами с подчиненным количеством вебстеритов, верлитов, авгититов, диопсидитов и с единичными обломками гарцбургитов, пироповых лерцолитов, эклогитов и эклогитоподобных пород. В натриевых базальтоидах среди мегакристов встречены клинопироксены, оливин и натриевый санидин, а среди глубинных ксенолитов — шпинелевые лерцолиты, вебстериты, верлиты, авгититы и гарцбургиты.

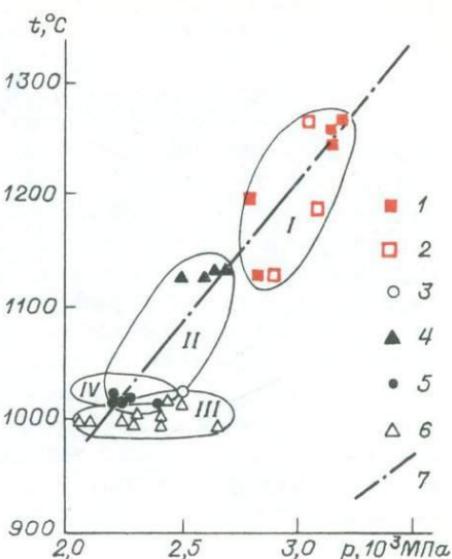
Примечательно, что в породах даже единой петрохимической группы количественное и качественное соотношения мегакристов и ксенолитов глубинных ультраосновных пород не остаются постоянными и варьируют в продуктах извержения различных вулканических центров. Так, в эруптивных брекчиях группы Шаварын-Царам наблюдается все разнообразие мегакристов (и глубинных ксенолитов), характерных для калиевых базальтоидов, а в продуктах извержения вулкана Хорог установлены мегакристы лишь авгита, санидина и флогопита. Среди натриевых базальтоидов Дариганги наибольшее разнообразие мегакристов и глубинных включений встречено в породах эруптивного центра Сальхитын-ула.

В итоге изучения состава равновесных парагенетических ассоциаций минералов из глубинных включений и применения к ним методов геологической термобарометрии были получены данные о физико-химических условиях образования этих включений (рис. 37). Л.В. Филиппов и др. [72] оценили условия формирования ассоциации мегакристаллов из базальтов вулкана 1 группы Шаварын-Царам в 1500–1700 МПа и 900–1100 °С. Л.В. Агафонов и др. [1975 г.] для кристаллизации граната из тех же пород приводят аналогичные параметры: 1700 МПа и 940 °С. Ф.В. Каминский [19] с помощью диаграммы Хазена пришел к выводу, что мегакристаллы санидина в базальтоидах вулкана 1 образовались при давлении 1600 МПа. Для включений шпинелевых ультрабазитов из базальтоидов плато Дариганга получен более широкий по давлению и более узкий по

Рис. 37. Термодинамические параметры образования глубинных включений из базальтоидов Монголии [Каминский Ф.В. и др., 1979 г.]

1 — гранатовые лерцолиты-гарцибургиты; 2 — гранатовые оливиновые вебстериты; 3 — ильменитовые лерцолиты; 4—6 — шпинелевые ультрабазиты; 1—3, 5 — Шаварын-Царам; 4 — Хангайское нагорье; 6 — плато Дариганга; 7 — предполагаемая геотерма для Хангайского нагорья.

Поля: I — гранатовых ультрабазитов, II, III — шпинелевых ультрабазитов, IV — эклогитовых пород; I, II, IV — Хангайское нагорье; III — плато Дариганга.



температуре диапазон параметров кристаллизации: 2050–2650 МПа и 1000–1020 °С [Каминский Ф.В. и др., 1979 г.]. Полученные данные приводят к выводу, что глубина зарождения щелочно-базальтоидных магм на территории Монголии в кайнозое превышала 100 км.

Чешское Среднегорье

На северо-западе Богемии еще с XVIII в. известна территория, где добывались знаменитые богемские гранаты (пиропы). Уже в те годы пиропы извлекались не только из рыхлых четвертичных отложений, но также из содержащих гранат коренных пород — гранатовых перidotитов и жерловых брекчий. Всего в пределах пиропоносной площади открыто и изучено несколько десятков трубообразных тел, сложенных массивными и брекчевыми разновидностями сложного комплекса пород, варьирующих по составу от трахиандезитов до лимбургитов и нефелинитов.

Геологическое строение района достаточно сложное, хотя на поверхности наблюдаются выходы лишь меловых и палеоген-неогеновых осадков, прорванных субвулканическими образованиями [89]. Район делится на две близкие по площади части Литомерийской зоной дизъюнктивных нарушений северо-восточного простириания (рис. 38, 39). По главному разлому этой зоны опускание юго-восточного блока происходило в протерозое, позднем палеозое, мезозое и кайнозое.

Кристаллический фундамент в южной и северной частях района различается по тектонике и степени метаморфизма пород протерозойской формации. Породы северного (приподнятого) блока имеют большую степень

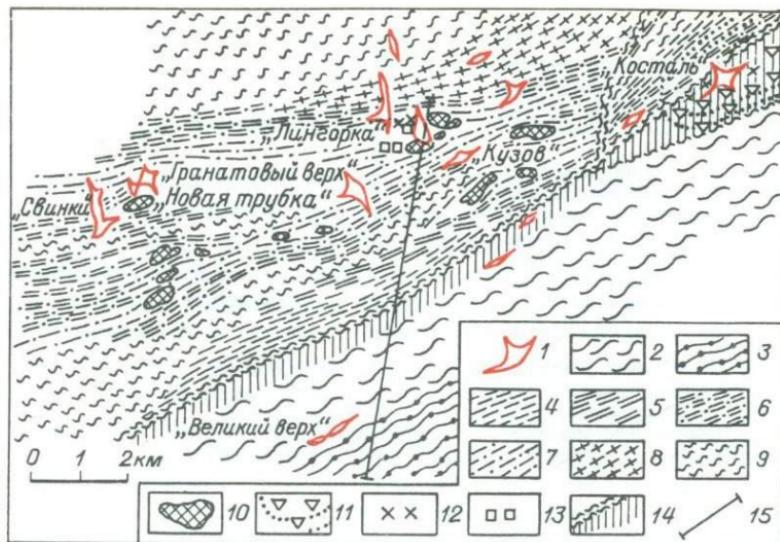


Рис. 38. Структура и состав кристаллического фундамента пиропоносного района Чешского Среднегорья (по Л. Копецкому [89] и В. Саттрану).

1 – диатремы палеоген-неогенового возраста с ксенолитами пород кристаллического фундамента (форма и размеры диатрем на уровне поверхности фундамента); 2 – филлитовый комплекс; 3 – гранатсодержащие слюдянные сланцы и гнейсы; 4 – мусковитовые и двуслюдянные сланцы и гнейсы; 5 – парагнейсы; 6 – гранат-биотитовые гнейсы с дистеном; 7 – гранулиты; 8 – мусковитовые и двуслюдянные ортогнейсы; 9 – мигматиты; 10 – пироповые перидотиты; 11 – нефелиновые сиениты с kontaktовыми зонами щелочных метасоматитов; 12 – щелочные горнблендииты и пироксениты; 13 – диориты и габбро-диориты; 14 – зоны разломов; 15 – линия геологического разреза (см. рис. 39).

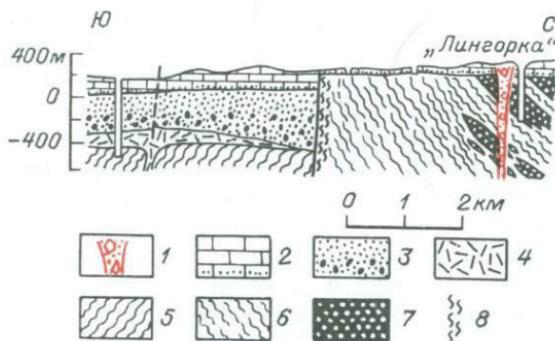


Рис. 39. Субмеридиональный геологический разрез пиропоносного района Чешского Среднегорья (по Л. Копецкому [89] и В. Саттрану).

1 – пиропсодержащие жерловые брекчии; 2 – верхнемеловые отложения с пиропсодержащим песчаником в основании; 3 – верхнекарбоновые песчаники с пиропом в базальном горизонте; 4 – кварцевые порфиры; 5 – филлиты, слюдянные сланцы, гнейсы; 6 – гранулиты, мигматиты, катагнейсы; 7 – гранатовые перидотиты; 8 – милониты.

регионального метаморфизма по сравнению с породами южного блока, который отделяется от первого зоной милонитизации, совпадающей с Литомерийским разломом. Типичными породами северного блока являются гранулиты, гнейсы, слюдяные сланцы, пироповые перидотиты и мигматиты. Пироповые перидотиты сильно серпентинизированы. Они залягают в виде небольших линзообразных тел среди гранулитов и гранатовых гнейсов.

Среди пород южного блока преобладают гранатсодержащие слюдяные сланцы и филлиты, которые ближе к северному блоку сменяются карбонатными филлитами и метабазитами. Сравнительно слабо метаморфизованные породы южного блока перекрываются осадками и вулканогенными породами верхнего карбона, отсутствующими севернее Литомерийского разлома. Этот разлом является границей седиментационного пермо-карбонового бассейна Центральной Богемии. На севере кластогенные осадки подстилаются кварцевыми порфирами и их туфами. Терригенные отложения содержат относительно высокие количества пиропа, альмандина и других тяжелых минералов, высвобождавшихся при размыве пироповых перидотитов и гранатсодержащих кристаллических пород. Эти осадки считаются источниками пиропов, встречающихся в жерловых брекчиях к югу от Литомерийского разлома [89].

Отложения мезозоя представлены лишь верхнемеловыми платформенными осадками, распространенными на всей площади района. Залегание их осложнено дизъюнктивными дислокациями, главнейшей из которых является долгоживущая зона Литомерийского разлома. Среди меловых отложений выделяются известковистые песчаники и конгломераты сеномана, мергелистые песчаники нижнего турона, глинистые известняки среднего и верхнего турона и известковистые аргиллиты коньяка. Терригенные разновидности верхнемеловых пород содержат пироп и являются, по-видимому, основным источником этого минерала для жерловых брекчий некоторых диатрем.

Палеоген-неогеновые образования представлены осадочными отложениями и вулканогенными породами нижнего миоцена. Осадки этого возраста сохранились лишь в северо-западной части района, это пески, глины, диатомиты и туффиты. Одни трубчатые тела и дайки перекрываются нижнемеловыми осадками, а другие прорывают их, что дает основание выделять две фазы вулканизма: раннемиоценовую и предположительно позднемиоценовую или плиоценовую.

Общее число эруптивных трубчатых линзовидных в плане тел и даек палеоген-неогенового возраста на пиропоносной площади Чешского Среднегорья составляет несколько десятков. Большая часть их расположена севернее Литомерийского разлома. По форме и размерам на уровне земной поверхности диатремы Чешского Среднегорья аналогичны кимберлитовым трубкам (рис. 40) и тоже сужаются с глубиной. Примечательно, что относительное сокращение площади поперечного сечения при нарастании глубины у различных диатрем также не остается постоянным (рис. 41). На контактах с диатремами вмещающие породы раздроблены. Ширина зоны дробления изменяется от нескольких метров до 50 м. Среди

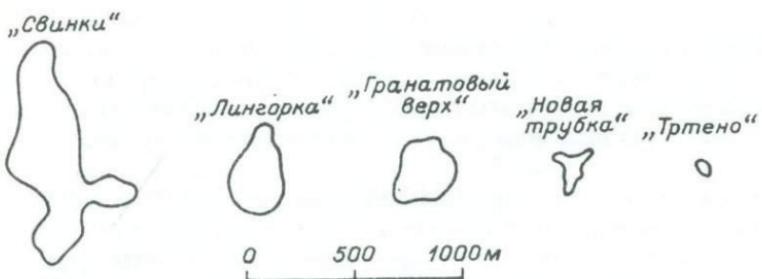


Рис. 40. Форма в плане некоторых диатрем Чешского Среднегорья [89].

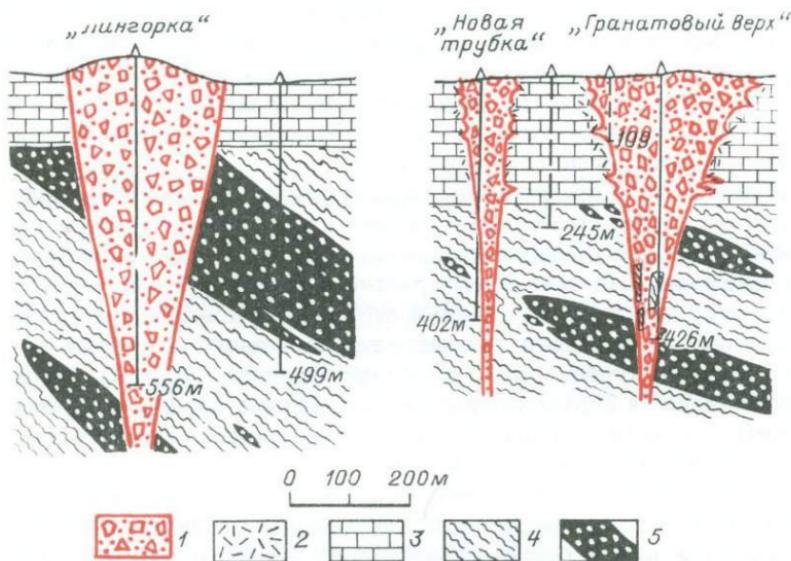


Рис. 41. Геологические разрезы пиропсодержащих диатрем Чешского Среднегорья [89].

1 – пиропсодержащие вулканические брекчии; 2 – приконтактовые зоны дробления; 3 – осадочные породы верхнего мела; 4 – метаморфические породы гранулистой фации; 5 – серпентинизированные пироповые перидотиты.

дробленых пород рамы встречаются также мелкообломочные компоненты эруптивных брекчий. Так, в 20 м от южного контакта трубки "Гранатовый верх" среди раздробленных меловых глинистых известняков наблюдаются мелкие обломки гранулитов, входящих в состав жерловых брекчий.

Экзоконтактовые зоны некоторых диатрем содержат также силло-подобные экструзии, аналогичные по составу жерловым брекчиям. Апо-

ТАБЛИЦА 19

Химический состав (вес. %) пиропсодержащих жерловых брекчий
Чешского Среднегорья [89]

Окислы	Жерловые брекчи								Пикро- вый ба- зальт
	"Лингорка"		"Новая труб- ка"		"Гранатовый верх"		"Свинки"		
	58,0 – 89,5 м (3 ана- лиза)	397 – 425 м (2)	515 – 550 м (2)	70 – 86 м (2)	116,8 – 159,0 м (2)	90,1 – 100,0 м (2)	114,0 – 173,7 м (4)	245,6 – 281,0 м (3)	14,3 м
SiO ₂	46,76	45,31	38,68	36,19	35,12	44,58	37,76	39,13	43,39
TiO ₂	1,78	1,72	1,40	2,10	1,46	1,58	1,30	1,30	2,53
Al ₂ O ₃	11,48	9,78	9,66	10,38	7,68	9,71	8,71	8,38	7,35
Cr ₂ O ₃	0,01	—	—	—	0,16	0,04	0,04	0,04	—
Fe ₂ O ₃	4,12	2,28	1,63	2,87	4,03	3,10	2,85	3,24	3,26
FeO	4,28	4,70	4,50	4,03	4,05	4,10	4,58	4,84	5,32
MnO	0,13	0,15	0,13	0,06	0,10	0,06	0,07	0,08	0,16
MgO	6,97	10,74	6,03	9,06	14,30	5,46	13,80	9,22	13,79
CaO	11,14	9,36	11,90	12,44	6,40	6,48	7,60	10,32	15,27
Li ₂ O	0,005	—	—	—	0,01	—	—	—	0,01
Na ₂ O	3,25	1,70	1,58	0,42	0,49	0,55	0,62	0,63	0,71
K ₂ O	2,11	1,60	1,59	1,57	1,54	1,58	1,79	1,27	1,08
P ₂ O ₅	0,34	0,28	0,35	0,34	0,28	0,38	0,32	0,39	0,29
CO ₂	6,03	11,47	21,74	19,88	18,39	17,14	15,94	14,90	5,71
H ₂ O ⁺									
H ₂ O ⁻	1,22	—	—	—	4,85	4,44	4,12	6,07	0,54
Сумма	99,625	99,09	99,19	99,34	98,85	99,20	99,50	99,81	99,41

физы прослеживаются на многие десятки метров от контактов диатрем. В 100 м северо-восточнее диатремы "Новая трубка" буровая скважина среди тонкозернистых песчаников сеномана на глубине 196,2–197,0 м вскрыла пластовую залежь мелкозернистой брекции, по составу неотличимой от наблюданной в жерле трубы. Другая силлоподобная залежь экструзивной брекции отмечена в интервале глубин 14,1–15,8 м в 60 м к юго-западу от трубы "Гранатовый верх". Брекчийный силл обнаружен также в 80 м южнее трубы "Шибанис".

Подавляющее большинство диатрем сложено жерловыми брекциями, представляющими собой смесь обломков изверженных пород и пород, прорванных диатремами. Обломки вмещающих пород составляют до 90 % объема брекции. Вторым, также достаточно обычным, типом заполнения является комбинация относительно древней жерловой брекции и

прорывающей ее более молодой изверженной породы, образующей одно или несколько гипабиссальных тел (чаще — шток эллиптической или круглой формы в плане, реже — дайку). Шлаковые породы представляются как промежуточные между брекчиями и массивными магматитами. Диатремы, сложенные только массивной изверженной породой, вероятно, очень редки. На границах таких тел буровыми скважинами почти всегда подсекаются узкие каймы жерловых брекчий. Достоверное заполнение только массивной изверженной породой наблюдалось лишь в дайках, которые в отличие от тел, содержащих жерловые брекчии, вызывают контактовый метаморфизм вмещающих пород.

Общая картина состава и пространственного распределения петрографических разновидностей, заполняющих эруптивные тела, в пределах описываемой территории достаточно пестрая. Авгититы и лимбургиты рассматриваются изучавшими район исследователями как стекловатые фации базальтических пород различного состава. Они имеют переходные формы к лейцититам, нефелинитам, содалитовым тефритам, содалит-нефелинитовым базальтическим породам и т.д. Диатремы, сложенные породами одинакового состава, часто располагаются на одной линии. Аналогичные закономерности установлены в структурах кимберлитовых полей (см. гл. 9).

Химические анализы проводились в основном для образцов измененных жерловых брекчий (табл. 19). И хотя при этом выбирались штуфы, лишенные крупных ксенолитов [89], наличие неудаленных мелких обломков прорванных диатремами пород, несомненно, искажает результаты анализов. Из трех анализов массивных (?) изверженных пород два выполнены для сильно измененных образцов, петрографическая принадлежность которых даже не указывается. Единственный образец сравнительно мало измененной породы из трубки "Свинки" определен как пикритовый базальт.

Северная Танзания

Из большого числа вулканических построек, известных в Северной Танзании, рассмотрим две: Олдойньо-Ленгаи и Лашейн, которые хорошо изучены и наиболее информативны в интересующем нас плане.

Олдойньо-Ленгаи. Это самый молодой из активных вулканов в неогеновой вулканической провинции Северной Танзании. Он расположен в рифтовой долине Грегори в 16 км южнее оз. Натрон (рис. 42). Абсолютная высота вулкана около 2900 м, относительная примерно 1950 м. На верхней его части имеются два кратера. Старый, ныне бездействующий кратер находится в южной части вершины. Это неглубокая овальная депрессия, заполненная серым пеплом и рассеянными вулканическими бомбами. Активный северный кратер имеет форму неправильного эллипса размером 500 x 640 м. Обрывистые северная, восточная и западная стенки северного кратера достигают высоты 130 м, а южная стена, воздымающаяся почти на 240 м, разделяется на два террасовидных уступа, нижний

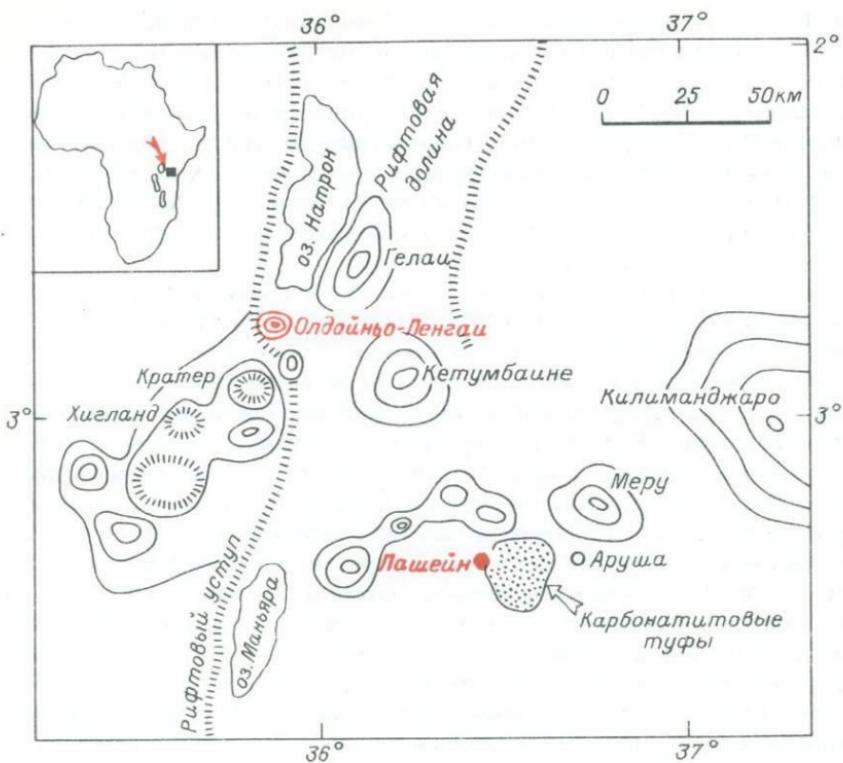


Рис. 42. Схема размещения вулканов Олдойньо-Ленгай и Лашейн [88].

из которых возвышается на 60 м над дном кратера. Главное жерло, располагающееся эксцентрично в восточной половине дна кратера, окружено зоной до 90 м в диаметре, состоящей из шлаковых конусов новейших вулканических выбросов и небольших лавовых потоков. Кроме того, наблюдаются небольшие конусы и эксплозивные кратеры почти на всех склонах главного кратера.

В итоге детального изучения структуры и стратиграфии пород вулкана были установлены главнейшие черты эволюции вулканизма. Наиболее активными были извержения на раннем периоде формирования вулкана; этот период выделяется в качестве первого этапа вулканизма. В течение этого времени было выброшено не менее 20 км^3 лав и пирокластов. Большинство лавовых потоков растекалось по радиусам из древнего южного кратера, который имел, вероятно, значительные размеры. Именно с этим жерлом связывается начальная главная вспышка вулканической активности, когда извергались желтые ийолитовые туфы и агломераты, переслаивающиеся с лавами.

Туфы сложены кристаллами нефелина и пироксена, заключенными

в тонкозернистой массе цеолита, лимонита и карбоната. Агломераты сходны с туфами, за исключением того что они содержат крупные обломки и глыбы пород, распределение которых по латерали и вертикали очень изменчиво. Обломки имеют обычно округлую форму и не превышают 30 см в диаметре. Более крупные обломки представлены лавами, которые переслаиваются с пирокластами. Среди обломков пород наблюдаются фонолиты, нефелиниты, ийолиты, уртиты, мельтейгиты, якупирангиты, биотитовые пироксениты и пироксен-полевошпатовые породы (фениты). Среди лавовых потоков по составу выделяются нефелиниты, полевошпатовые нефелиниты и фонолиты.

После завершения первого главного этапа вулканизма произошла сильная эрозия, которая совпала отчасти с незначительной по масштабам эруптивной фазой, сопровождавшейся образованием побочных конусов и кратеров на юго-западном, южном, восточном и юго-восточном склонах вулкана в интервале высотных отметок от 1200 до 1800 м. С этим этапом связано извержение серых лито- и кристалло-кластических туфов и агломератов. Литокластические туфы состоят из небольших лапиллей нефелинитовой лавы, сцементированных белым карбонатом, и часто содержат чешуйки слюды длиной 2,5 см. Кристалло-кластический материал слагает тонкие прослои туфа, в котором обломки кристаллов слюды, пироксена, нефелина и оливина преобладают над нефелинитовыми лапиллями.

Извержения следующего – третьего по счету – эруптивного этапа происходили из вновь возникшего северного жерла, а старый южный кратер постепенно засыпался новейшими продуктами вулканической деятельности. Подобно желтым пирокластам первого этапа, черные туфы и агломераты третьего этапа покрывают не только склоны, но и обширные пространства вокруг вулкана, где они залегают на сильно эродированной поверхности желтых пирокластов. Черные туфы состоят из кристаллов нефелина, пироксена и слюды, смешанных с лапиллями нефелинитов, ийолитов и фенитов. Обломочный материал цементируется карбонатом. Агломераты, связующая масса которых аналогична туфам, содержат крупные обломки нефелинитов, фонолитов, уртитов, ийолитов, мельтейгитов, якупирангитов, биотитовых пироксенитов и фенитов, а также волластонититов и карбонатитов, которые не встречаются в желтых пироклатах первой фазы. Некоторые горизонты туфов очень богаты слюдой, в отдельных случаях обилие слюды ассоциирует с обогащенностью прослоев обломками фенитов. Некоторые туфовые и брекчевые горизонты третьей фазы, как и желтые пирокласти первой фазы, покрыты белыми инкрустациями соды.

К четвертому этапу вулканизма относятся излияния меланефелинитовых лав. Эти лавы залегают на черных пирокластах третьего этапа и перекрываются молодыми несцементированными черными пеплами. Меланефелинитовые лавы наблюдались на нескольких участках. Мощность их потоков не превышает 3,6 м.

На протяжении пятого этапа неоднократно извергался серый пепел, который заполняет южный бездействующий кратер. Первые наблюдения этих пирокластов принадлежат X. Реку [1914 г.], посетившему

Олдойньо-Ленгай в 1913 г. Содержащиеся в пепле обломки пород представлены биотитовыми пироксенитами, биотитовыми ийолитами, ийолитами, нефелинитами, фенитами и обломками мягких, сыпучих, обогащенных карбонатом щелочных пород.

К шестому этапу относятся полусцементированные серые туфы активного кратера, извержение которых датируется 1917 г. [Hobley C.S., 1918 г.]. Они состоят из лапиллей нефелинита и чешуек слюды, сцементированных карбонатом.

На следующем — седьмом — этапе образовались черные пеплы, состоящие из мелких лапиллей нефелинитов с примесью крупных (до 3,5 см) пластинок биотита. Пепел широко (на многие десятки километров) распространен к северу, западу и югу от вулкана. Общая продолжительность седьмого этапа составляла около 6 мес — с конца июля 1940 до января 1941 г. Изучавший это извержение Дж. Ричард [1942 г.] выделяет в нем три фазы. Первая фаза характеризовалась небольшими эпизодическими взрывами, которые сопровождались выбросами старого материала. Она длилась с 24 до 30 июля 1940 г. Вторая — наиболее активная — фаза началась 31 июля и длилась около двух недель. В это время происходили сильные взрывы, при которых выбрасывались валуны, бомбы, вулканический песок, пепел и огромное количество газов. Вулканические выбросы третьей фазы извержения состояли главным образом из тонких пеплов. Эта фаза продолжалась с середины августа 1940 до января 1941 г.

Восьмой этап вулканической деятельности датируется 1954—1955 гг. Он был незначительным по масштабам и интенсивности извержений. Возникло лишь два мелких пепловых конуса на дне кратера. В процессе извержения щелочные туфы выбрасывались в воздух на высоту, редко превышающую 10—12 м [Guest N.J., 1954 г.].

С января 1955 до начала 1960 г. систематические вулканологические наблюдения не проводились. Лишь в феврале 1958 г. была выполнена аэрофотосъемка вулкана. Полученные фотоснимки позволяют заключить, что деятельность вулкана, несомненно, продолжалась, хотя и в небольших масштабах. Следующие фотоснимки кратера, от 15 марта 1960 г., свидетельствуют о значительных изменениях конуса и дна кратера по сравнению с их состоянием в 1958 г. Главное жерло сместились ближе к восточному борту кратера, и многочисленные потоки лавы покрыли южную, западную и северную части дна кратера. Хотя главная активность была связана с основным жерлом, некоторые потоки лавы вытекали из небольших паразитических жерл, расположенных юго-западнее его.

Спустя всего 3,5 мес наблюдатели отметили значительное расширение главного жерла, которое было окружено уже девятью паразитическими конусами разбрзгивания. Все они извергали струи пара и были покрыты недавно выброшенным черным пеплом. Проведенные 18 сентября наблюдения позволили установить незначительные изменения в кратере за период с 26 июня. Отмечались небольшие извержения черного пепла из одного паразитического конуса и периодические (интервал 20—30 с) выбросы газов из главного жерла [86].

Однако уже 23 сентября 1960 г. стало заметным возрастание активно-

ТАБЛИЦА 20

Химический состав (вес. %) силикатных и карбонатитовых лав вулкана
Олдойньо-Ленгай [86]

Оксиды	Фонолит (3 анализа)	Нефелин- нит-фонолит (2)	Нефелинит (2)	Меланефелинит (2)	Карбонатитовая лава	
					пехой-хой	аа
SiO ₂	51,97	47,73	41,05	40,53	сл.	сл.
TiO ₂	0,99	0,81	2,08	3,34	0,10	0,08
Al ₂ O ₃	19,67	18,96	11,84	12,98	0,08	0,09
Fe ₂ O ₃	4,13	4,18	6,52	4,82		
FeO	1,48	2,46	3,35	4,44	0,26	0,32
MnO	0,26	0,19	0,34	0,32	0,04	0,24
CaO	3,22	4,96	14,14	16,88	12,74	12,82
BaO	—	—	—	—	0,95	1,05
SrO	—	—	—	—	1,24	1,20
MgO	0,36	0,54	1,46	5,87	0,49	0,41
Na ₂ O	9,58	10,98	11,04	5,86	29,53	29,70
K ₂ O	5,25	4,40	4,36	2,34	7,58	6,58
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,82	1,66	0,83	1,06
H ₂ O ⁺	1,91	1,98	0,25	0,42		
H ₂ O ⁻	0,78	1,45	0,88	0,13	8,59	8,27
CO ₂	0,22	1,01	1,52	—	31,75	32,40
F	—	—	0,36	—	2,69	1,84
Cl	—	—	—	—	3,86	2,64
SO ₃	—	—	—	—	2,00	2,18
S	—	—	0,14	—	—	—
Экв. О за F, Cl и S	—	—	-0,27	—	-2,00	-1,36
Сумма	100,03	99,83	99,88	99,59	100,73	99,52

сти вулкана. Жерло его было заполнено черной лавой, которая находилась в непрерывном движении. Она постоянно пузырилась, а с интервалами 10–12 с происходили взрывы, сопровождавшиеся небольшими по высоте выбросами расплава. Между 23 сентября и 8 октября 1960 г. отмечались неоднократные излияния волнистых (типа пехой-хой) и глыбовых (аа) лав. Лавы состоят из мелких кристаллов, заключенных в микрокристаллической основной массе. В оптическом отношении фенокристаллы характеризуются небольшим ($\sim 15^\circ$) отрицательным углом $2v$ и умеренными до высоких (зеленые и красные третьего порядка) цветами интерференции; наименьший показатель преломления 1,527. Минерал остался неопределенным. Микрокристаллическая основная масса сложена высоковупреломляющим гидрокарбонатом натрия. Химический состав лав пехой-хой и аа очень похож (табл. 20).

Обнаружение богатых натрием карбонатных лав среди новейших про-

дуктов извержения нефелинит-ийолитового вулкана, под которым (судя по вынесенным с глубины обломкам) залегает карбонатитовый комплекс, имело исключительно важное значение для уточнения генезиса карбонатитов и связанных с ними комплексов щелочных пород. Эти гипотезы распадаются, как известно, на две основные группы. Согласно гипотезам первой группы карбонатиты возникают в результате дифференциации первоначальной основной или ультраосновной магмы: пироксенитовой [Davies K.A., 1952 г.], перидотитовой [98], кимберлитовой [Saether E., 1957 г.] и щелочно-перидотит-нефелинитовой [King B.C., Sutherland D.L., 1960 г.].

Гипотезы второй группы связывают происхождение карбонатитов с первичными карбонатитовыми магмами или с двуокисью углерода неизвестной природы. Некоторые исследователи постулируют наличие расплава карбоната калия, содержащего подчиненные, но существенные количества кальция, железа, магния, алюминия, титана, фосфора, фтора и воды. Реакция между этим расплавом и вмещающими гранитными породами приводит к возрастанию ультраосновности щелочных плутонитов одновременно с образованием остаточных кальциевых и магнезиальных карбонатитов [Eckegtmann H., 1948 г.]. Калиевые ультраосновные породы Уганды также рассматриваются в качестве продуктов реакции кальций-магний-железистой карбонатитовой магмы с вмещающими гранитными породами [Holms A., 1950 г.]. Концепции магматического происхождения карбонатитов поддерживаются и многими другими исследователями.

Лавы Олдойньо-Ленгай являются первым достоверно установленным природным щелочным карбонатитом магматического происхождения. Во всех предыдущих случаях остаточные карбонатиты имели кальцитовый или доломитовый состав, и этот факт, несомненно, оказывал решающее влияние на исследователей, которые пытались произвести карбонатиты из первичных ультраосновных силикатных расплавов. Присутствие щелочного карбонатита на Олдойньо-Ленгай подкрепляет представления Х. Эккермана о том, что щелочной карбонатит является инструментом в образовании щелочных пород карбонатитового комплекса (несмотря на то что карбонатитовая магма, согласно представлениям Х. Эккермана, имела доминантно калиевый состав).

Согласно наблюдениям и построениям Дж.В. Даусона [86], формирование Олдойньо-Ленгай происходило в результате последовательных извержений карбонатитовой магмы. При этом каждая последующая порция магмы контаминировала меньшее количество сиалического материала, чем предыдущая. Щелочные пеплы и новейшая лава рассматриваются в качестве продуктов, примерно соответствующих по составу первичной магме.

Лашейн. К западу и юго-западу от г. Аруша располагается группа небольших вулканов, представленных туfovыми конусами и туфовыми кольцевыми структурами (см. рис. 42). Морфология этих построек позволяет рассматривать их в качестве наиболее молодых вулканических аппаратов в данном районе. Необычность этих вулканических конусов и кольцевых структур заключается в том, что они сложены карбонатитовыми

ТАБЛИЦА 21

Химический состав (вес. %) лавы вулкана Лашейн, некоторых сходных пород и содержащихся в лаве включений перidotитов

Окислы	Ла- шнейн	"Дютойт- спен"	Маймече- Котуй	Южная Африка	Лашейн (включения в лаве [88])			
	Лава [88]	Щелоч- ной ким- берлит [100]	Пикри- товый порфирит [Егоров Л.С., 1969 г.]	Оливи- новый меллити- тит [Taljaard M.S., 1936 г.]	Грана- товый перцо- лит	Лерцо- лит	Вер- лит	Шпине- левый гарцбур- гит
SiO ₂	39,44	40,56	38,73	37,13	44,37	40,47	40,53	42,41
TiO ₂	2,37	0,86	2,08	3,61	0,08	0,22	0,19	0,04
Al ₂ O ₃	5,84	4,67	5,42	10,58	2,44	1,96	2,54	1,85
Cr ₂ O ₃	0,11	—	—	—	0,48	0,32	0,21	0,24
Fe ₂ O ₃	9,21	6,25	6,95	2,00	0,85	1,33	0,79	1,43
FeO	4,59	4,46	6,04	10,43	6,42	7,02	7,16	5,38
MnO	0,17	0,02	0,17	0,26	0,09	0,09	0,10	0,10
NiO	—	—	—	—	—	0,35	0,35	0,18
MgO	17,67	21,88	21,99	19,12	42,14	45,12	44,74	46,48
CaO	12,24	6,44	11,00	13,02	1,45	1,58	1,70	0,50
Na ₂ O	1,97	2,68	0,33	1,32	0,25	0,39	0,42	0,30
K ₂ O	0,99	1,49	0,96	0,51	0,08	0,10	0,13	0,06
P ₂ O ₅	0,81	0,49	0,24	—	0,05	—	0,05	—
H ₂ O ⁺	0,80	5,65		0,83	0,39	0,23	0,31	0,30
H ₂ O ⁻	2,26	3,06	6,09	0,37	0,18	0,19	0,22	0,11
CO ₂	1,41	1,30		0,47	0,25	0,26	0,27	0,24
Сумма	99,88	99,81	100,00	99,65	99,52	99,63	99,71	99,62

туфами [87]. Наиболее интересным среди них является Лашейн — небольшой туфовый конус с кратером, который возвышается на 150 м над окружающей равниной в 32 км западнее г. Аруша. Кольцо пирокластов, окружающее кратер, очень асимметричное, так как извергнутый материал отложился главным образом к востоку от кратера. В плане вулканическая постройка имеет форму овала 760 x 1050 м, вытянутого в субширотном направлении.

Туфовый конус был образован в две стадии. На первой стадии извергались стекловатые с оливиновыми вкрапленниками вулканические шлаки и лавы; их мелкие выходы наблюдаются в нижних частях стенки кратера. На следующей стадии извергались карбонатитовые пирокласты, являющиеся по составу переходными разновидностями от сцепментированного карбонатом лапиллиевого туфа до слоистых чисто карбонатитовых туфов, которые содержат переменные количества ксенолитов и мине-

ральных зерен (возникших при дроблении ксенолитов), а также обломки ранних вулканических шлаков и лав.

Лавы состоят из большого количества фенокристаллов оливина и редких вкрапленников клинопироксена, заключенных в микрокристаллической до стекловатой связующей массе пузырчатой текстуры. Результаты химического анализа свидетельствуют о щелочно-ультраосновном составе породы, которая по содержанию большинства компонентов весьма сходна с мало карбонатизированными кимберлитами, пикритовыми порфириатами и другими порфировыми щелочно-ультраосновными породами (табл. 21).

Ксенолиты представлены угловатыми обломками вмещающих базальтов и округлыми или дискоидальными кусками гранулитов, реже анортозитов и различных ультраосновных пород: гранатовых лерцолитов, лерцолитов, верлитов, гарцбургитов, слюдяных дунитов, пироксенитов и пироксенитов с примесью небольших количеств оливина, амфибола и слюды. Примечательно, что гранулиты и большинство обломков ультрафилитов заключены непосредственно в карбонатитовом туфе; некоторые обломки ультраосновных пород покрыты тонким слоем мелкозернистой или стекловатой оливинофировой лавы, идентичной ранним вулканическим шлакам. Отдельные крупные блоки такой лавы содержат, кроме того, округлые ксенолиты перидотитов.

Перидотиты, наблюдающиеся в лавах и туфах вулкана Лашейн, по петрографическим, минералогическим и химическим особенностям не имеют существенных отличий от соответствующих включений в кимберлитах [88]. Оливин в них представлен форстеритом с содержанием магнезиального компонента около 90 %; ортопироксен на 89–90 % сложен энстатитом. Клинопироксен диагностируется как диопсид с небольшой примесью геденбергита (5–6 %), жадеита (5–11 %) и энстатита (6–14 %). В гранатах наряду с преобладающим пироповым (68 %) присутствуют грессуляровый (16 %), альмандиновый (11 %), уваровитовый (4 %) и андрадитовый (~1 %) компоненты.

12 ДИАТРЕМЫ ПОРОД ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Трубчатые тела пород трапповой формации встречены во многих районах мира. К числу наиболее известных по праву относятся базальтовые трубки Сибирской платформы и прилегающих межгорных прогибов, изучение которых активизировалось в последние годы. Наибольшее внимание, естественно, уделялось тем из них, с которыми связано магматогенное или гидротермальное оруденение. К этой группе в первую очередь относятся вулканические аппараты Ангаро-Илимской железорудной провинции.

Ангаро-Илимская провинция

Ангаро-Илимская железорудная провинция расположена на юго-западе Сибирской платформы. Здесь установлено несколько десятков вулканических трубок, которые включают основную массу рудных тел и поэтому хорошо изучены (рис. 43).

Структурный контроль пространственного размещения трапповых диатрем, как и других вулканических аппаратов, остается предметом дискуссии. Л.Г. Страхов в результате анализа совокупности данных по ориентировке трещин-каналов, определенной по удлинению трубок Ангаро-Илимской провинции, пришел к выводу, что большая часть трубок на востоке провинции располагается в кольцевых структурах, размеры которых составляют от нескольких десятков километров до 120 км в диаметре. Смыкаясь между собой, такие структуры в свою очередь образуют линейные или дуговые группы. Однако в западной половине провинции достаточно четкие кольцевые структуры не устанавливаются, и для объяснения структурного положения многих диатрем исследователи вынуждены привлекать дугообразные линии, одни из которых совпадают с простираем ангарских складок, геотектоническое положение других не раскрывается. Среди десятков кольцевых и дуговых структур Ангаро-Илимской провинции лишь одно (Илимское) кольцо проявляется в магнитном поле цепочками линейных и изометрических положительных аномалий. Все остальные структуры не отражаются ни в магнитном, ни в гравитационном поле [67].

По форме и размерам трубчатые тела, выполненные породами трапповой формации, не имеют существенных отличий от кимберлитовых диатрем. Это изометричные и вытянутые в плане тела диаметром от нескольких десятков метров до 2 км. У них, как и у кимберлитовых трубок, существует тесная связь формы поперечного сечения с глубиной эрозионного среза (рис. 44): при глубине от 100 до 650 м форма на земной поверхности у большинства тел изометрическая или эллипсовидная, при глубине от 700 до 1500 м — сильно удлиненная, и лишь на еще больших глубинах трубы переходят в дайки, что наблюдалось на севере Сибирской платформы. Площадь поперечного сечения всех трубок с глубиной убывает. Форма трапповых диатрем возникла не только в ходе выброса материала из вулканического жерла, но и в результате просадки и горизонтального смещения блоков вмещающих пород по трещинам, наклоненным к центру (рис. 45).

Нередко вулканические трубы траппов располагаются кустообразно, на небольшом удалении друг от друга. Примечательно, что при групповом расположении диатрем они обычно находятся друг от друга на расстоянии, не превышающем, а часто даже меньшем, чем их линейные размеры (см. рис. 44). Несмотря на такую сближенность в плане, не известно ни одного случая схождения или пересечения трубок на глубине. Напротив, вследствие расширения трубок кверху наиболее сближенные из них могут сходиться в верхних частях. Примером может служить Рудногорское месторождение, где имеются три сближенные трубы, наиболее крупная из которых (1800 x 560 м) на глубине 300 м расщепляется на

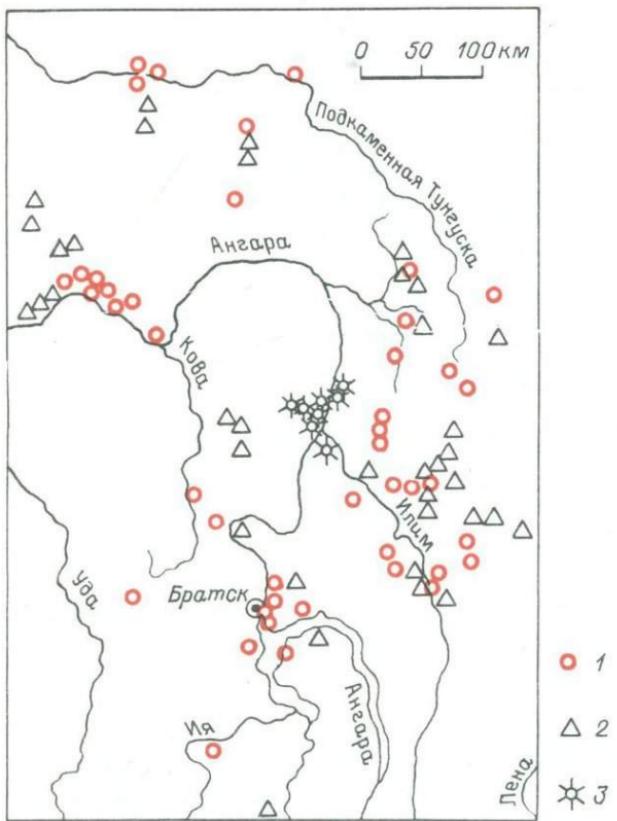


Рис. 43. Обзорная карта Ангаро-Илимской железорудной провинции [67].

Магнетитовые месторождения: 1 – с установленной трубочной структурой, 2 – с невыясненной структурой; 3 – трапповые вулканы.

четыре самостоятельных канала, прослеженных скважинами на 600 м от поверхности [Росляков Г.В., 1960 г.]. Два из этих каналов, расположенные в западной части, имеют линзовидную форму (70×260 и 20×100 м). Третий канал, находящийся в восточной части, и четвертый, северо-восточный, менее вытянутые, овальные в плане (40×110 и 200×520 м).

На прилежащих к трубкам участках вмещающие осадочные породы разбиты сетью трещин. Среди них преобладают системы концентрических наклонных и радиальных (относительно диатремы или группы диатрем) субвертикальных трещин. По наиболее крупным концентрическим трещинам нередко происходили просадки блоков вмещающих пород, иногда эти трещины вмещают мелкие тела траппов и гидротермальную минерализацию. Радиальные трещины часто содержат дайки траппов, магнетитовое оруденение и другую гидротермальную минерализацию.

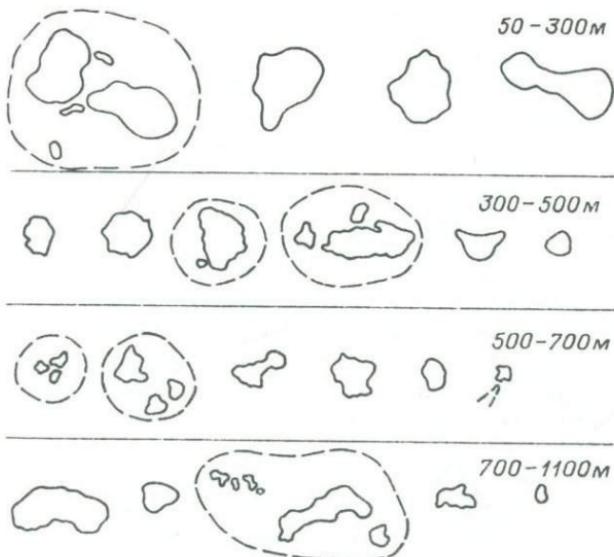


Рис. 44. Форма в плане вулканических трубок Ангаро-Илимской провинции [67]. Штриховой линией обведены группы тел, относительное расположение и размеры которых даны в одном масштабе.

Степень раскрытия радиальных трещин возрастает снизу вверх одновременно с увеличением их протяженности, о чем свидетельствует значительно большая протяженность заполняющих такие трещины рудных жил в приповерхностных частях по сравнению с длиной аналогичных жил на глубоких горизонтах месторождений [Страхов Л.Г., Ширяев П.М., 1975 г.].

При групповом расположении диатрем трещиноватые зоны вокруг них смыкаются, в результате чего все межтрубочное пространство оказывается раздробленным. Дислокации вмещающих пород усугубляются просадками по системам концентрических трещин. Эти процессы приводят к образованию депрессий вокруг диатрем, достигающих наибольших масштабов у самых крупных трубок и их кустов. Размеры депрессий, устанавливаемые по наклону пластов в сторону диатрем и по амplitude опускания их относительно уровня ненарушенного залегания, зависят не только от масштабов вулканических аппаратов, но и от глубины эрозионного среза. Сравнение примерно равных по площади трубочных узлов, эродированных на глубину от 50 до 800 м, показало, что средний диаметр депрессий в этом ряду уменьшается от 10–12 до 4–5 км. В периферийных зонах депрессий центростремительный наклон слоев составляет $3-10^\circ$, а вблизи вулканических аппаратов $12-30^\circ$. Глубина опускания центральной части депрессий достигает нескольких сотен метров, благодаря чему здесь сохраняются относительно молодые отложения, размытые на прилежащих территориях [67].

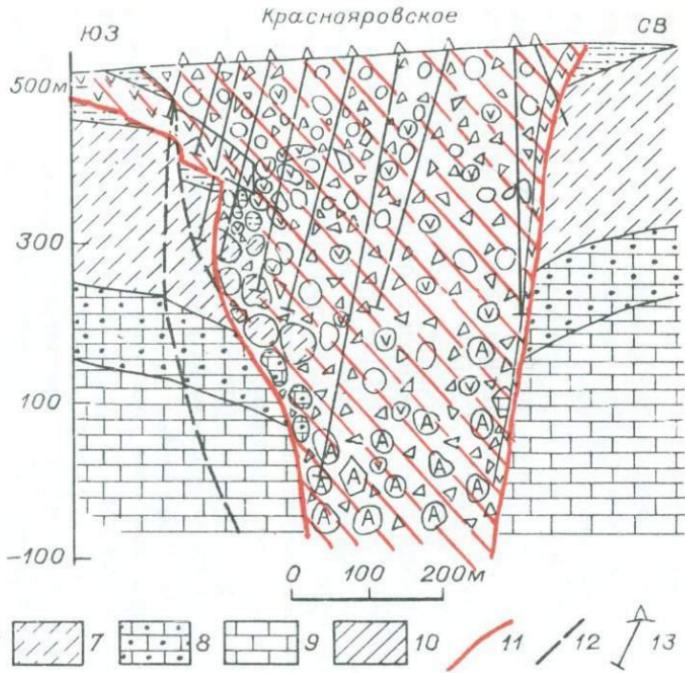
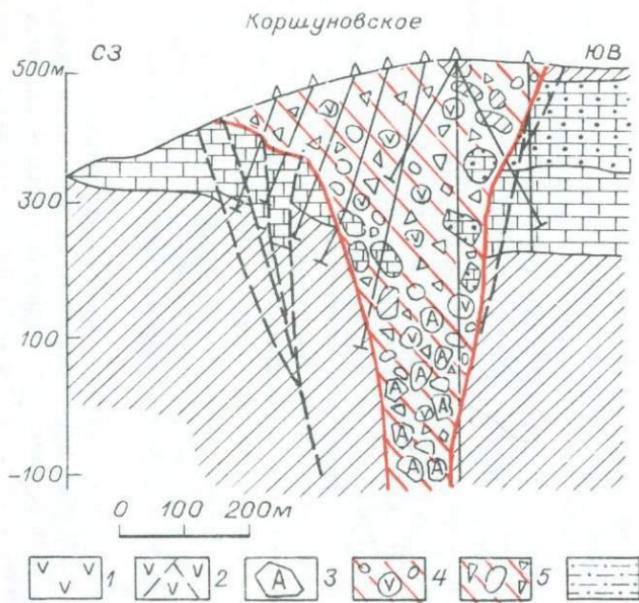


Рис. 45. Геологические разрезы магнетитовых месторождений с показом первичных пород на месте скарноворудных тел [67].

Трапы: 1 – полнокристаллические, 2 – брекчированные с прожилками кальцита, 3 – афанитовые; 4 – туфы жерловой фации; 5 – туфобрекции; отложения: 6 – силура, 7 – братской свиты (O_2-3), 8 – среднего ордовика, 9 – нижнего ордовика, 10 – верхнего кембрия; 11 – границы вулканической трубы; 12 – тектонические нарушения; 13 – буровые скважины.

Породы, заполняющие трубы Ангаро-Илимской провинции, относятся к различным текстурно-генетическим группам и располагаются в определенной, единой для всех диатрем вертикальной последовательности.

Нижние части вулканических трубок сложены своеобразными породами, известными под названием трапповых агломератов (брекчированных траппов). Это обломки размерами от нескольких сантиметров до 1 м и более, подавляющая часть которых представляет собой всевозможные разновидности траппов: афанитовые траппы, долеритовые порфиры с гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы, полнокристаллические долериты, долерит-пегматиты и габбро-долериты. Цементом служат мелкие, обычно сильно измененные обломки базальтового стекла, зерна плагиоклаза и других минералов. Иногда обломки скементированы стекловатым материалом основного состава. В краевых частях некоторых трубок трапповые агломераты сменяются агломератами, состоящими преимущественно из глыб осадочных пород. Примечательно, что обломки осадочных пород, входящие в состав агломератов, смешены вниз относительно уровня соответствующего слоя в борту трубы на 100–200 м. При этом чем дальше находится ксенолит от борта трубы, тем больше амплитуда его погружения.

Минимальная глубина залегания трапповых агломератов составляет 800–900 м от земной поверхности (с учетом эрозионного среза). На максимальных достигнутых буровыми скважинами глубинах (1500–2000 м с реставрацией эродированных горизонтов) не наблюдалось смены агломератов другими породами. Высказывается предположение, что эти агломераты представляют собой верхние брекчированные части трапповых некков, заполняющих трубы ниже уровня 1500–2000 м [67].

Туфы и туфобрекции встречаются начиная с самых глубоких горизонтов диатрем, где ведущая роль принадлежит трапповым агломератам. Относительное количество туфов и туфобрекций возрастает на более высоких уровнях, и уже на горизонте 800–900 м они обычно полностью вытесняют трапповые агломераты. В качестве верхней границы распространения туфов и туфобрекций называется глубина 300–400 м.

Туфы встречаются преимущественно во внутренних зонах диатрем в интервале глубин 800–300 м. Относительное количество их увеличивается вверх по разрезу. Туфы состоят из округлых и лепешковидных обособлений долеритовых порфиритов и измененного базальтового стекла с пузырчатой или миндалекаменной текстурой, а также из небольшого количества угловатых обломков осадочных пород размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Цементом в туфах служат мелкие и мельчайшие частицы измененного стекла, долеритовых порфиритов и осадочных пород. Туфобрекции отличаются от туфов присутствием заметного количества крупных обломков траппов и осадочных пород размеров до 1–1,5 м.

В эндоконтактовых зонах диатрем залегают агломераты, состоящие из угловатых глыб осадочных пород размером до десятков и даже сотен метров. Между глыбами размещается мелкообломочный материал того же состава с неравномерной примесью округлых и угловатых обособлен-

ний долеритовых порфиритов и базальтов. Обломки и глыбы осадочных пород в агломератах, как правило, опущены относительно уровня залегания пластов соответствующих пород, обрывающихся на контакте с трубкой. Вместе с тем встречаются единичные обломки, которые были подняты на 100–200 м выше их первоначального залегания.

Кроме вышеописанных туфов, несомненно являющихся образованием жерловой фации, в верхних частях диатрем, эродированных менее чем на 300–400 м, встречаются базальтовые туфы и туфопесчаники, которые по комплексу признаков идентифицируются с покровными туфами корвунчанской свиты нижнего триаса [67]. Эти туфы сходны с туфами жерловой фации по составу обломочного материала и цемента. Главнейшие их отличия заключаются в преимущественно угловатой и угловато-округлой форме обломков тряппов, а также в наличии неравномерно рассеянных (иногда в значительном количестве) зерен кварца и мелких обломков каменных углей.

Верхние части наименее эродированных диатрем сложены слоистыми и неяснослоистыми породами, состоящими из мелкозернистой карбонатно-хлорито-серпентиновой массы с заключенными в ней зернами кварца, полевых шпатов, разложенного вулканического стекла, прослоев угля, иногда с остатками раковин гастропод и пелеципод, характерных для осадков позднеюрского – раннемелового возраста. Происхождение этих отложений связывается с накоплением осадков в кратерных озерах. Впадины кратерных озер на изученных трубках имеют глубину 200–400 м при углах наклона бортов 30–50°. Превышение угла наклона бортов озер над углами естественных откосов эрозионных впадин свидетельствует, по мнению Л.Г. Страхова, о провальном происхождении впадин в период после накопления покровных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Среди заполняющих диатремы образований и вмещающих осадочных пород постоянно встречаются мелкие интрузивные тела тряппов. Наиболее распространены жилы и дайки, мощность которых изменяется от первых десятков сантиметров до 30 м. Силлообразные тела были отмечены лишь у некоторых диатрем. Интрузии прорывают все заполняющие и вмещающие породы, включая перекрывающие их покровные туфы корвунчанской свиты; они отсутствуют лишь среди отложений кратерных озер.

Минусинский район

В северной части Минусинского межгорного прогиба базальты не только инъецируют диатремы щелочных базальтоидов (см. гл. 11), но и образуют самостоятельные некки и дайки. Все известные их выходы сосредоточены в пределах осложняющей прогиб Чулымо-Енисейской впадины, где некки и дайки базальтов полукольцом окружают крупное Копьевское антиклинальное поднятие, расположенное в центре впадины [29]. К склонам этого поднятия (купола) приурочены диатремы щелочных базальтоидов.

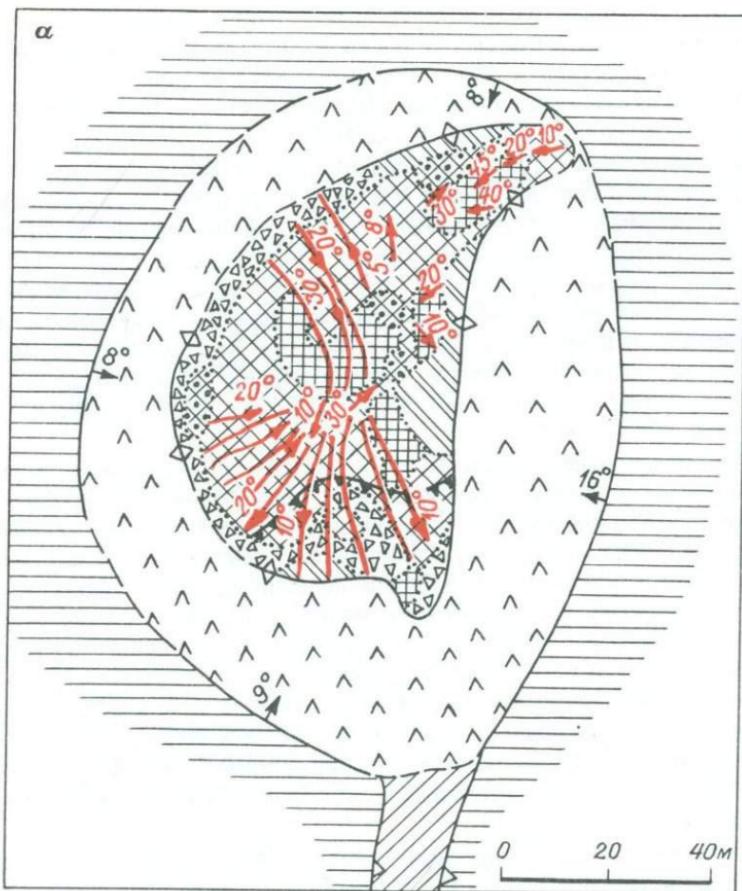
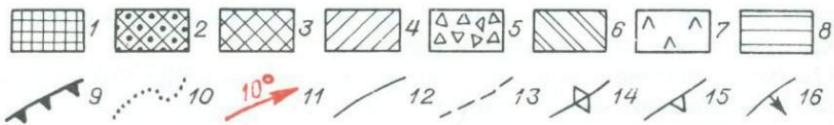
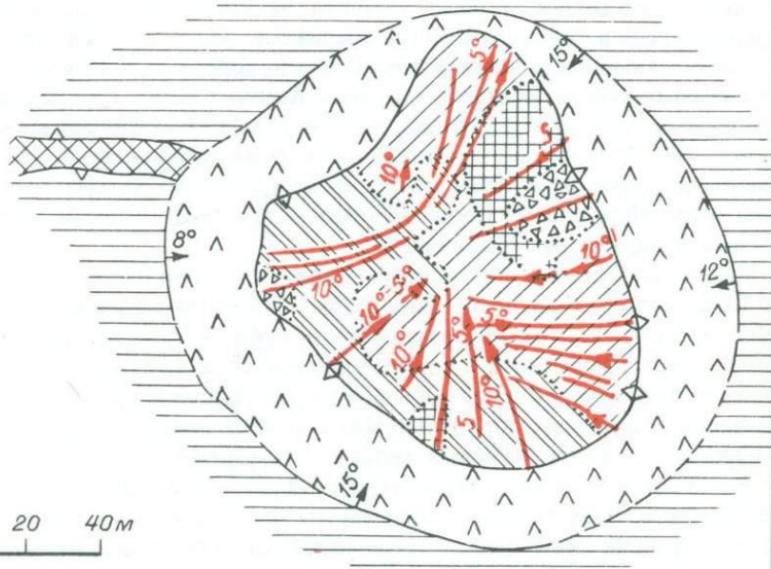


Рис. 46. Структурно-геологические схемы Бараджульской (*a*) и Красноозерской (*в*)

Базальты: 1 – мелкозернистые порфировые с интерсергитальной структурой (рис. *a*), вые, 3 – тонкозернистые порфировые (*a*), мелкозернистые (*б*), 4 – среднезернистые олигофировые с брекчевой текстурой, 6 – тонкозернистые афирировые миндалека-структурой основной массы (*б*); 7 – базальтовые туфы; 8 – красноцветные отложе- (зубцы направлены внутрь участка); 10 – границы между разновидностями базаль- 12 – наблюдаемые, 13 – предполагаемые; залегание поверхности контакта: 14 – (до 15 – 20°).

Базальтовые трубы и дайки встречаются преимущественно среди красноцветов верхнего девона. Реже дайки и некки секут нижнекаменно-угольные отложения; на отдельных участках наблюдались дайки, прорывающие угленосные толщи среднего карбона – нижней перми. Среди юрских отложений дайки и некки базальтов не обнаружены. Таким обра- зом, возраст этих базальтов заключен в интервале поздняя пермь – триас, что сближает их с траппами Сибирской платформы [29].

6



трубок [17].

со стекловатой основной массой (6), 2 – мелкозернистые порфировые меланократо-порфировые с микродолеритовой структурой основной массы, 5 – тонкозернистые меленные с брекчевой текстурой (а), среднезернистые порфировые с пилотакситовой структурой верхнего девона; 9 – границы участков наибольшего скопления ксенолитов титаномагнетита; 11 – ориентировка столбчатой отдельности базальтов; геологические границы: вертикальное и субвертикальное ($85-90^\circ$), 15 – крутое ($75-85^\circ$), 16 – пологое

На местности рассматриваемые образования имеют вид почти правильных конусов денудационного происхождения высотой до 150 м, которые четко выделяются на фоне окружающей полого-увалистой равнины. Верхние части конусов сложены крутыми скальными выходами базальтов, имеющими сложные очертания в плане. Выходы базальтов окружены шлейфом вулканических туфов, слагающих более пологие (менее 20°) задернованные и покрытые осьпями склоны. Внешний контур площади

развития туфов имеет овальную или почти округлую форму до 160 м в диаметре. Нижние части конусов сложены спокойно залегающими терригенными красноцветами верхнего девона. По склонам сопок нередко прослеживаются гривки устойчивых к денудации базальтовых даек. От базальтов, слагающих вершины конусов, дайки отделены туфами. У некоторых конусов наблюдается до трех радиально расходящихся даек.

Специальные исследования показали, что поверхность контакта базальтов с туфами субвертикальная неровная. Контакт туфов с подстилающими осадочными породами — ровный, полого ($5-15^\circ$) наклоненный к центру трубы, он образует почти правильную воронку. Характерно, что нижние горизонты туфов переполнены крупными (до 0,5 м) угловатыми обломками осадочных пород. Такие обломки встречаются и выше по разрезу, но уже в незначительном количестве.

Пирокластические образования являются литокластическими туфами базальтов. Размер слагающих туфы обломков изменяется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Среди кластического материала преобладают афанитовые и тонкозернистые базальты, нередко имеющие миндалекаменную текстуру. Обычны также обломки вмещающих и подстилающих осадочных пород. Пепловый цемент туфов местами замещается карбонатом, гидроокислями железа и анальцимом.

Базальты как в отдельных частях одной диатремы, так и в разных трубках по составу почти не различаются между собой. Небольшие различия между ними улавливаются главным образом по степени раскристаллизации и вторичных изменений и лишь в редких случаях по незначительным особенностям минералогического состава пород. В распределении структурных разновидностей базальтов внутри диатрем наблюдаются более или менее отчетливые закономерности (рис. 46).

Базальты обычно совершенно свежие, богатые стекловатым базисом, в котором рассеяны мелкие (менее 3 мм) идиоморфные кристаллы оливина и спорадически лабрадора, а также микролиты плагиоклаза и клинопироксена. Оливин содержит около 65 % фаялита. Почти постоянно присутствует примесь апатита, магнетита и вторичных минералов (серпентин, хлорит, карбонат). По химическому составу эти породы (табл. 22) идентичны базальтам, прорывающим трубы щелочных базальтоидов в Минусинской котловине (см. табл. 17), и близки к типичным платобазальтам.

В базальтах широко распространены контракционные трещины в виде характерной для этих пород столбчатой отдельности. Они разбивают породу на пяти-шестигранные призмы шириной 5–25 см в поперечном сечении. Длинные оси призм ориентированы в целом к средней части диатрем и всегда субперпендикулярны к поверхности контакта базальтов с туфами. Примечательно, что границы между отдельными разновидностями базальтов не оказывают существенного влияния на ориентировку столбчатой отдельности. Следовательно, внедрение очередных порций базальтовых расплавов происходило через небольшие интервалы времени, на протяжении которых предыдущие породы затвердевали, но сохраняли достаточно высокую температуру, препятствующую возникновению трещин.

ТАБЛИЦА 22

Химический состав пород из базальтовых трубок Минусинского прогиба [29]

Оксиды	Базальты				Анальци- мовый диабаз	Трахидо- перит
	оз. Учум	оз. Черное	ст. Копье- во	запад Чулымо- Енисейской впадины		
SiO ₂	42,58	43,92	45,02	43,29	41,81	44,15
TiO ₂	3,15	3,22	2,91	1,74	2,52	2,18
Al ₂ O ₃	14,03	14,18	15,05	18,61	12,01	12,00
Fe ₂ O ₃	6,66	7,21	7,65	8,03	8,30	4,29
FeO	5,23	6,84	6,65	3,31	7,10	9,82
MnO	0,08	0,25	0,21	—	0,07	0,10
MgO	12,54	6,24	6,25	5,46	6,46	7,81
CaO	5,91	11,04	9,41	12,40	8,65	8,96
Na ₂ O	2,39	2,56	2,42	2,90	1,97	4,44
K ₂ O	0,52	0,76	0,92	1,00	1,53	0,56
P ₂ O ₅	0,34	0,36	0,31	—	0,44	0,76
H ₂ O	6,70	2,63	3,39	2,51	7,90	4,53
CO ₂	—	1,63	—	1,61	—	—
Сумма	100,13	100,84	100,19	100,86	98,76	99,60

Для базальтов, слагающих некки и некоторые дайки, характерно присутствие ксенолитов не только вмещающих, но и залегающих на глубине и ныне эродированных пород. Кроме того, базальты почти постоянно содержат (иногда в обилии) включения перidotитов, размеры которых достигают 25 см в диаметре. Перidotиты сложены бутылочно-зеленым оливином и клинопироксеном с примесью шпинели и хромита.

При сходстве состава пород и общих черт строения вулканические аппараты Минусинского района и Ангаро-Илимской провинции имеют ряд отличительных особенностей. Так, если минусинские трубы не превышают 200 м в поперечном сечении, то многие ангаро-илимские являются настоящими гигантами, размеры которых в плане достигают 1500–2000 м. Все без исключения ангаро-илимские трубы, в том числе и наименее эродированные, имеют крутой, возрастающий с глубиной наклон стенок жерла. Минусинские вулканические трубы венчаются воронкообразным расширением с пологим наклоном к центру. Базальтовые туфы в минусинских трубах слагают лишь периферийные части воронкообразных расширений, в то время как ангаро-илимские диатремы заполнены туфами на глубину многих сотен метров. И наоборот, базальты и другие разновидности собственно изверженных горных пород основного состава занимают большую часть объема даже слабо эродированных минусинских

трубок, между тем как в ангаро-илимских диатремах массивные и брекчевые разновидности траппов встречены лишь на значительных глубинах. И наконец, в минусинских трубках не проявились сколько-нибудь значительные по масштабам наложенные процессы (скарнирование, магнетитовое оруденение и т. п.), столь характерные для ангаро-илимских вулканических аппаратов.

Причины таких существенных различий строения, а значит, и условий образования вулканических аппаратов при близком составе пород заключаются главным образом в различиях их геологической позиции: минусинские трубки сформировались в условиях межгорного прогиба, а ангаро-илимские – в более консервативной платформенной обстановке.

13 ДИАТРЕМЫ ТРАХИТОВ

При сравнительно широком проявлении щелочного магматизма на планете вулканиты соответствующего состава в платформенных областях встречаются довольно редко. В качестве примеров рассмотрим два участка развития трахитов на Сибирской платформе.

Куонамкский район

Вулканические образования щелочного состава в нижнем течении р. Большая Куонамка были обнаружены С.Ф. Духаниным в 1960 г. [1961 г.]. На левом обрывистом берегу реки наблюдаются коренные выходы пирокластических пород, залегающих на неровной поверхности доломитов верхней подсвиты билляхской свиты (PR_3). Они приурочены к дислоцированной зоне, в пределах которой пласты доломитов наклонены к ее осевой части под углом до 10° . Доломиты, слагающие северную часть зоны, раздроблены и образуют разно ориентированные блоки размером до нескольких метров в поперечнике. Промежутки между блоками выполнены пирокластическим материалом.

Форма залежи пирокластических пород осталась неясной. Максимальная видимая мощность этой залежи составляет около 20 м. В осыпи, покрывающей туфы и туфобрекции, встречаются обломки туффитовых песчаников, а в приводораздельной ее части, кроме того, попадаются грубозернистые полевошпат-кварцевые песчаники. В связи с этим высказывается предположение, что вверх по разрезу пирокластические породы сменяются нормальными осадочными образованиями. Песчаники, встречающиеся в осыпи на пирокластах, сходны по составу с песчаниками, слагающими базальные горизонты старореченской свиты (венд), коренные

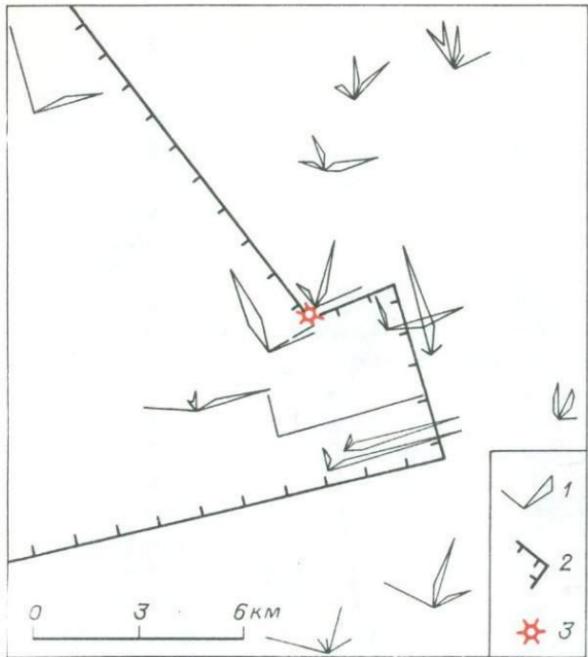


Рис. 47. Схема макротрещиноватости и структурное положение позднепротерозойского вулкана в южной части Ижнекуонамского района – участок "Вулкан" [41].

1 – розы-диаграммы макротрещиноватости в доломитах верхнего протерозоя; 2 – границы блоков земной коры, существенно различающихся по мега- и макротрещиноватости; 3 – позднепротерозойский вулкан.

выходы которых наблюдаются в 200 м севернее на том же гипсометрическом уровне. Отсюда можно сделать вывод о вероятно синийском возрасте вулканитов.

При структурном районировании этой территории было установлено, что вулканиты приурочены к границе раздела между блоками земной коры, различающимися по характеру мега- и макротрещиноватости (рис. 47). В результате более детальных исследований была составлена геологическая схема участка (рис. 48), дана генетическая интерпретация вулканитов из различных выходов и выполнены радиологические определения возраста пород.

В геологическом строении участка принимают участие средне-толстоплитчатые доломиты верхней подсвиты билляхской свиты (PR_3), которые в приводораздельной зоне перекрыты терригенными отложениями старореченской свиты (венд). Выходы вулканогенных пород наблюдаются начиная от уреза воды в р. Большая Куонамка и с перерывами прослеживаются вверх по борту долины до высоты около 20 м. При этом доломиты слагают коренное русло реки и большую часть берегового обрыва. Вулканиты лишь в трех местах опускаются почти до уровня воды, а в основном залегают на доломитах в 6–12 м выше уровня реки и достигают верхней бровки борта долины почти на всем протяжении описывае-

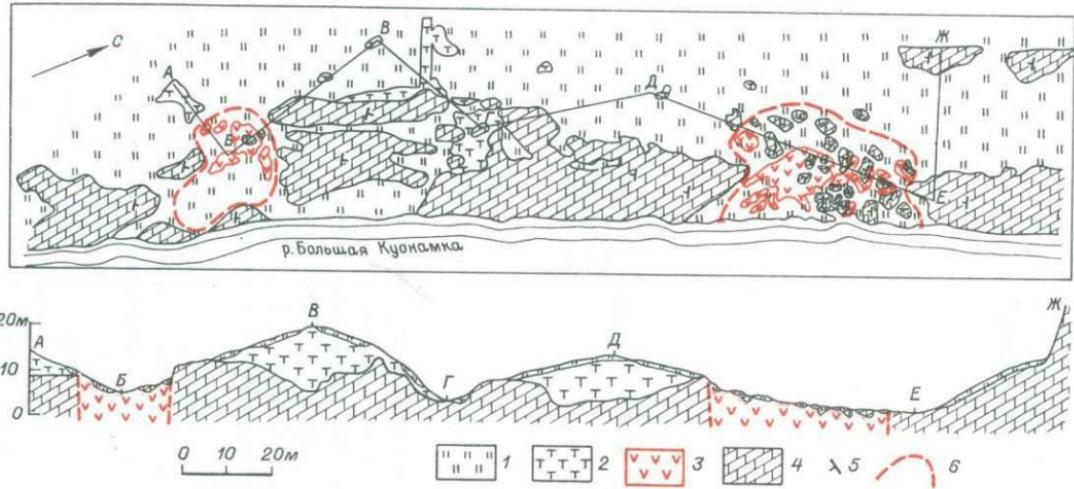


Рис. 48. Геологическая схема и разрез участка "Вулкан" в нижнем течении р. Большая Куонамка.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – туфы трахитов; 3 – вулканические брекции трахитов; 4 – доломиты позднепротерозойского возраста; 5 – элементы залегания пород; 6 – предполагаемые границы вулканических жерл.

мого участка В средней части берегового обрыва наблюдается непосредственное налегание туфов на весьма неровную, бугристую поверхность доломитов.

Развитые здесь вулканиты четко разделяются на две основные группы: туфы и вулканические брекции. Туфы слагают пластообразные залежи на размытой поверхности доломитов билляхской свиты. Это атакситовые породы, окраска которых по простиранию и вверх по разрезу изменяется от зеленовато-серой до бурой. Какой-либо стратификации туфов не наблюдается. Макроскопически такситовая текстура туфов проявляется в первую очередь благодаря присутствию большого количества (в среднем около 50 %) светлоокрашенных крупных обломков вмещающих и прорванных на глубине горных пород. Размеры этих обломков обычно не превышают 0,1–0,2 м, хотя в отдельных случаях могут достигать 0,5 м. Наблюдаемый почти в центре обнажения наиболее близкий к урезу воды участок развития туфов по внешнему облику и текстурно-структурным особенностям пород, а также по наличию в его средней части эрозионного "окна" с выходом подстилающих доломитов должен быть отнесен к фрагменту покровного образования пирокластов.

В двух других гипсометрически низко расположенных выходах вулканиты отличаются от вышеописанных туфов, здесь они представлены крупнообломочными вулканическими брекциями. Входящие в их состав глыбы доломитов достигают 3 × 6 м. Какой-либо закономерности в ориентировке глыб подметить не удалось: одни из них залегают субгоризонтально, другие наклонены в разные стороны, а третьи стоят "на головах". Оба эти выхода по конфигурации в плане и по характеру слагающих пород интерпретируются как вулканические жерла. Южное, меньшее по величине (примерно 22 × 27 м) жерло целиком располагается на берегу, а находящееся в 100 м севернее более крупное жерло наполовину (?) скрыто под уровнем воды в реке.

Состав описываемых туфов и вулканических брекций достаточно пестрый. Обломочный материал представлен в основном карбонатными и терригенно-карбонатными породами, песчаниками, кварцитами, базальтами и долеритами, а также вулканическими стеклами и трахитами. Текстура стекол миндалекаменная, структура обычно скрытокристаллическая, и лишь в отдельных случаях отмечается небольшое количество псевдоморфоз по игольчатым микролитам. Стекла замещены вторичными продуктами, цвет которых варьирует от буровато-зеленого до светло-бурого. Миндалины, как правило, обладают овально-вытянутой формой. Заполнены они цеолитами, халцедоном, кварцем или слюдисто-хлоритовыми продуктами.

Трахиты (трахитовые порфиры) сложены вкрапленниками калиевого полевого шпата и ксеногенными (?) зернами кварца, заключенными в нацело измененной основной массе с реликтовой структурой. Среди разложенного вулканического стекла основной массы трахитов наблюдаются беспорядочно ориентированные псевдоморфозы бледно-зеленого слюдистого минерала по прямоугольным удлиненным и почти квадратным микролитам (калиевого полевого шпата?).

ТАБЛИЦА 23

Химический состав ультракалиевых трахитов из Куонамского района Сибирской платформы и трахита из эруптивного центра Салпетре-Коп в Южной Африке

Окислы	Ультракалиевый трахит			Трахит [94] (2)
	Брекчия		Туф	
	Коллекция автора (1 анализ)	[Ваганов В.И., Константиновский А.А., 1978 г.] (2)	Коллекция автора (4)	
SiO ₂	57,18	61,50	45,00	51,88
TiO ₂	1,08	0,97	1,56	0,55
Al ₂ O ₃	13,94	14,35	12,23	16,02
Cr ₂ O ₃	0,01	—	0,02	—
Fe ₂ O ₃	4,36	2,27	5,31	0,56
FeO	2,51	2,41	4,50	4,39
CaO	0,47	0,32	3,35	8,17
MgO	6,14	5,00	11,16	0,38
MnO	сл.	0,03	0,08	0,23
K ₂ O	9,20	9,34	5,61	10,91
Na ₂ O	0,13	0,10	0,10	0,47
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,20	1,14
п.п.п.	4,58	3,26	10,95	5,68
Сумма	99,80	99,75	100,07	100,38
CO ₂	0,16	0,07	4,77	—

Количественное соотношение обломков различного состава по латерали и вертикали весьма изменчиво, в результате чего вулканиты даже из близлежащих точек могут в несколько раз различаться по содержанию обломков вмещающих пород и собственно пирокластического материала. К этому следует добавить, что среди наиболее крупнообломочных компонентов туфов и вулканических брекчий резко преобладают доломиты и другие карбонатные породы, слагающие большую часть, и в том числе верхи, разреза осадочного чехла на данном участке платформы.

Результаты химических анализов позволяют отнести массивные разновидности изверженных пород, слагающих вулканические аппараты в нижнем течении р. Большая Куонамка, к группе ультракалиевых трахитов (табл. 23). По составу описанные породы сходны с трахитами, являющимися наиболее распространенными вулканитами в районе эруптивного центра Салпетре-Коп (Южная Африка), где они пространственно, а по мнению Дж. Р. Макивера и Дж. Фергусона [94], и генетически ассоциируют с оливиновыми мелилититами и карбонатитами.

Определения возраста пород калий-argonовым методом были проведены по двум образцам брекчий трахитов и одному образцу туфа из коллекции автора. Для двух первых образцов получены близкие результаты: 1210 ± 20 и 1280 ± 70 млн. лет, а для третьего — 1440 ± 80 млн. лет. Более древний возраст туфа обусловлен присутствием в его составе ксеногенного материала из кристаллических пород сравнительно неглубоко залегающего архейского фундамента. Таким образом, полученные данные подтверждают представления о позднепротерозойском возрасте описанных вулканитов.

Центральноалданский район

Центральноалданский район расположен в центре Алданского щита в пределах площади наиболее интенсивного проявления щелочно-ультраосновного мезозойского магматизма — на северном склоне Срединного сводового поднятия. Характерной особенностью мезозойского магматизма является приуроченность вулканогенных, интрузивных и метасоматических масс различных возрастных групп к единым центрам извержения, располагающимся в узлах пересечения разрывных зон. Большая роль в локализации тел в таких узлах принадлежит вертикальным кольцевым и радиальным разрывам, способствующим формированию массивов центрального типа, размеры которых варьируют от тысяч квадратных метров до первых десятков квадратных километров. Все тела представлены типичными гипабиссальными образованиями: пластовыми и покровными телами, лакколитами, штоками, интрузиями и экструзиями центрального типа; локализуются они в чехле или на границе чехла с фундаментом, т.е. в приповерхностных условиях [54]. Как в пределах всего мезозойского магматического комплекса и его возрастных групп, так и в пределах сложных многофазных интрузий и экструзий устанавливается последовательная смена вулканических извержений интрузивными процессами с ярко выраженным поздним щелочным метасоматозом и локализацией щелочных метасоматитов в краевых частях тел.

Т.В. Билибина и др. [54] расчленяют мезозойский комплекс Алданского щита на пять возрастных групп. К первой группе ($T_2 - J_1$) относят слабощелочные трахитовые и кварцевые порфиры и их пирокласты. Вторая группа (J_{2-3}) представлена калиевыми щелочными сиенитами и габброидами, щелочными ультраосновными породами, залегающими в форме лакколитообразных, центральных, часто межформационных тел, даек и штоков. Наиболее ранними из них являются щелочные лавы и лавобрекчи. К третьей группе ($J_3 - K_1$) относятся вулканические и субвулканические аналоги калиевых щелочных сиенитов, псевдолейцитовые породы, щелочные трахиты и щелочные базальтоиды. Широко распространены кластолавы и туфобрекчи этих пород. Четвертая группа (K_1) представлена слабощелочными сиенитами и сиенит-порфирами. К пятой группе (K_2) относятся самые молодые интрузии и метасоматические породы типа эгириновых гранитов и грорудитов, тела которых совпадают



Рис. 49. Геолого-структурная схема Центральноалданского района [14].

1 – граница платформенного чехла; 2 – карбонатные отложения нижнего кембрия; 3 – терригенные отложения нижней юры; 4 – кристаллические породы архея; мезозойский магматический комплекс: 5 – дуниты и перидотиты, 6 – кварцевые и трахитовые порфириты и другие породы первой возрастной группы, 7 – щелочные сиениты и габброиды второй группы, 8 – щелочные вулканогенные породы третьей группы, 9 – сиениты, монцониты и другие породы четвертой группы, 10 – дайковый комплекс четвертой и пятой групп, 11 – трубки ортоклазовых туфобрекчий; кимберлитоподобные породы Тобук-Хатыстырского поля; 12 – жилы пироксеновых минетт, Западная группа, 13 – трубки кимберлитоподобных брекчий, Тобукская группа, 14 – трубки трахитовых порфиритов, Хатыстырская группа; зоны разломов: 15 – протерозойского заложения, 16 – мезозойского заложения; 17 – оси антиклиниориев; 18 – оси синклиниориев.

Грабены: I – Куранахский, II – Якокутский; горсты: III – Эльконский, IV – Байнайский; массивы центрального типа: V – Инаглинский, VI – Томмотский, VII – Якокутский, VIII – Острый, IX – Рябиновый.

дают по форме с зонами дробления в кристаллическом основании и сопровождаются широким развитием эруптивных и метасоматических брекчий.

Магматические очаги для пород первой – четвертой групп сосредоточены в пределах долгоживущих крупноамплитудных зон разломов, обычно ограничивающих блоковые структуры, тогда как дайковый комплекс четвертой и пятой групп и все остальные породы пятой группы расположены в пределах развития малоамплитудных зон разрывов осевой части Якокутского грабена и горстовых структур. К мезозойскому комплексу

относятся также гипербазиты Инаглинского массива и кимберлитоподобные породы Центральноалданского района.

В северо-западной части района обнаружено три группы трубчатых тел (рис. 49), сложенных брекчиями трахислюдяных порфировых пород, ортоклазовых туфобрекчий и трахитовых порфиритов, объединяемых под названием Тобук-Хатыстырского поля. Все группы имеют субмеридиональное простирание и располагаются кулисообразно в виде полосы северо-восточного направления. Такое размещение диатрем обусловлено локализацией их в узлах пересечения Инаглинской зоны разломов с меридиональными разрывами сбросового типа [14].

Все трубы располагаются на площади развития осадочных платформенных отложений нижнего кембрия и нижней юры, суммарная мощность которых здесь составляет 50–100 м. Диатремы имеют диаметр 50–150 м и удалены на 100–300 м друг от друга. Вмещающие карбонатные породы в 2–3-метровой зоне раздроблены и инъецированы материалом внедрившихся по многочисленным трещинам масс. Следов высокотемпературного воздействия не отмечается, наблюдается лишь разное по интенсивности окварцевание. Зоны разломов, вмещающие трубы взрыва, сопровождаются кварц-ортоклазовыми, полевошпат-карбонатными и кварц-карбонатными метасоматитами типа брекчий и лавобрекчий, которые имеют широкое распространение и восточнее поля в сбросовых и межформационных зонах разрывов.

Тобукская группа включает три многофазных трубчатых тела вулканогенно-метасоматических эруптивных брекчий [14]. Центральные части диатрем сложены порфировидными меланократовыми брекчиями, в которых обломки (10–30 %) измененных кристаллических пород архея и вмещающих осадочных пород cementированы апоизверженной породой. Эта порода образована многочисленными кварц-гидрослюдисто-карбонатными псевдоморфозами и порфировыми вкрапленниками, заключенными в слюдисто-карбонатном флюидальном базисе. Краевые зоны диатрем сложены светлоокрашенными брекчиями с более высоким содержанием ксенолитов (40–50 %). Связующая порода содержит многочисленные (до 30 %) кварц-карбонатные псевдоморфозы, заключенные в кварц-полевошпатово-слюдисто-карбонатном базисе с реликтовофлюидальной текстурой.

В диатремах Тобукской группы установлены пироп (фиолетовый и оранжевый), пикроильменит, хромдиопсид, алюмохромит и хромпикрит. Источниками этих минералов являются ксенолиты гранатизированных пород фундамента и своеобразные симплектитовые нодулы кварц-, пироксен- и пироп-шпинелевого состава, а также единичные включения типа пироповых серпентинитов.

Трубчатые тела Хатыстырской группы наиболее сложны по строению и составу пород. Центральные части диатрем обычно сложены эруптивными меланократовыми брекчиями. Цементирующая обломочный материал (10 %) порода представлена сильно корродированными порфировыми вкрапленниками слюды, пироксена и ортоклаза, которые заключены в трахит-слюдисто-карбонатном базисе, содержащем микролиты слюды

ТАБЛИЦА 24

Химический состав (вес. %) пород Тобук-Хатыстырского поля [Зуев П.П., 1973 г.]

Окислы	Тобукская группа		Хатыстырская группа		
	Эруптивная брекчия трахислюдя- ной породы (8 анализов)	Туфобрек- чия трахислю- дянной поро- ды (6)	Трахитовый порфирит (6)	Псевдолейци- толовая порфи- ровая брекчия (1)	Ортоклазо- вая туфо- брекчия (1)
SiO ₂	39,64	35,37	45,45	53,20	58,64
TiO ₂	0,67	0,47	0,70	0,60	0,44
Al ₂ O ₃	6,22	4,33	8,10	12,47	12,48
Fe ₂ O ₃	6,19	6,89	6,97	5,95	3,83
FeO	1,36	0,65	1,45	1,43	0,20
MnO	0,08	0,12	0,14	0,18	0,06
MgO	13,23	5,48	11,03	6,88	1,29
CaO	13,53	21,41	9,99	3,98	5,90
Na ₂ O	0,21	0,22	1,22	2,07	0,72
K ₂ O	0,74	2,20	4,40	6,02	9,79
Cr ₂ O ₃	0,09	0,09	0,10	0,08	0,03
P ₂ O ₅	0,38	0,29	0,84	0,57	0,18
CO ₂	11,90	18,34	3,21	—	—
п.п.п.	5,64	4,27	7,03	6,28	6,09
Сумма	99,88	99,93	100,63	99,71	99,65

и пироксена. Встречены оранжевый пироп, хромшпинелиды и кварц-шпинелевые симплектиты. Во внутренних частях трубчатых тел обнаружены блоки псевдолейцитовых порфировых брекчий с редкими зернами оранжевого пиропа и хромшпинелидов. Их прямыми аналогами в Алданском районе принимаются псевдолейцитовые порфиры второй возрастной группы [14]. Краевые зоны трубок сложены ортоклазовыми туфобрекчиями, содержащими в основном ксенолиты гранито-гнейсов, реже карбонатные породы. Метасоматические процессы выразились в окварцевании и калишпатизации. Аналогами этих пород считаются агломератовые туфы третьей возрастной группы.

Породы Тобукской группы подвергались интенсивной карбонатизации, сопровождавшейся замещением значительной части силикатных минералов и выносом кремнезема, что нашло отражение в результатах химических анализов (табл. 24). Породы Хатыстырской группы в меньшей степени изменены вторичными процессами (в них сохранилось большинство порфировых вкрапленников и микролитов основной массы), и поэтому результаты химических анализов в первом приближении отражают их первичный состав.

Термодинамические условия формирования включений в трахислюдя-

ных и трахитовых породах Тобук-Хатыстырского поля, определенные по пироксен-гранатовым геотермобарометрам Л.П. Перчука, составляют 620–800 °С и 200–800 МПа, т.е. отвечают условиям метаморфизма кристаллических пород фундамента данного района: 690 °С и 850 МПа. П.П. Зуев [1973 г.], подчеркивая генетическую связь вулканитов Тобук-Хатыстырского поля с мезозойским магматизмом Алданского щита, отмечает принадлежность их к эксплозиям среднего давления, которые формировались в пределах корового субстрата. Специфические их особенности определяются прежде всего значительным влиянием существенно водного химически связанного флюида и его парциальным давлением, а также различными процессами, которые обусловливают метаморфизм и магматическое замещение кристаллических пород фундамента, дифференциацию магматической системы.

* * *

Подводя итог изложенному, следует заключить, что общие тенденции пространственного распределения, геотектонические позиции, взаимоотношения с вмещающими толщами, очертания в плане и в вертикальных разрезах, внутреннее строение и некоторые другие особенности диатрем, выполненных широким спектром горных пород (от кимберлитов до трахитов), не только сходны, но в первом приближении могут быть признаны идентичными. Вместе с тем при почти полной идентичности большинства характеристик разные по составу вулканитов диатремы обладают некоторыми отличительными чертами, которые наиболее отчетливо выступают при сравнении осредненных данных. Так, приведенные материалы свидетельствуют, что размеры отдельных трубок, включая площадь в плане и глубину заложения каждой из них, не имеют четкой зависимости от состава заполняющих пород. Однако по средним размерам трапповые диатремы в несколько раз больше трубок, сложенных другими породами, а среди этих последних намечается достаточно четкая тенденция последовательного убывания в ряду кимберлиты – щелочные базальтоиды – карбонатиты – трахиты.

Этот факт нельзя объяснить случайностью. Определяющей причиной отмеченного явления, вероятнее всего, следует считать различия в объемах генерированных в подкоровых глубинах и достигших земной поверхности магматических расплавов, несмотря на различия в удельных энергетических потенциалах кимберлитовых, щелочно-ультрамафитовых, трапповых и трахитовых магм. Такой вывод полностью согласуется с масштабами распространения соответствующих магматитов в земной коре. В качестве второго следствия названной причины можно указать тот факт, что залегающие в трубках разновидности пород трапповой формации составляют незначительную долю от общего объема магматитов основного состава, достигших приповерхностных горизонтов земной коры, в то время как ультраосновные, щелочно-ультраосновные и средние магматиты платформенных областей представлены преимущественно вулканитами жерловых фаций.

Заметную причинную роль в наблюдаемых различиях средних размеров диатрем играет также изменчивость термодинамических параметров (давление, температура и т.п.) магматических расплавов, хорошей иллюстрацией чего может служить существенное превышение по средней площади алмазоносных диатрем над кимберлитовыми трубками пироповой субфации, а последних – над диатремами пикритовых порfirитов в пределах единого поля (см. гл. 6).

Исходная изменчивость состава и объема магматических расплавов, вызвавшая перечисленные различия средних размеров диатрем и относительного количества заполняющих трубы образований от общего объема соответствующих типов изверженных горных пород, обусловливалаась, по всей вероятности, глубинными геодинамическими явлениями, которые не оказывали заметного влияния на процессы формирования диатрем. И напротив, сходство геологических позиций, внутреннего строения, геометрии самих трубок, равно как и важнейших текстурно-структурных особенностей слагающих эти тела горных пород, свидетельствует в пользу родства основных механизмов и близости физико-химических режимов формирования трубчатых тел, что позволяет проводить анализ условий их образования вне зависимости от формационной принадлежности вулканитов.

ЧАСТЬ III

МЕХАНИЗМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТРУБЧАТЫХ ТЕЛ

14

ОБЗОР ГИПОТЕЗ О ПРОИСХОЖДЕНИИ
ТРУБЧАТЫХ ТЕЛ

Укоренившееся в геологической литературе с конца XIX в. устойчивое словосочетание "кимберлитовые трубы взрыва", а с середины XX в. и "базальтовые трубы взрыва" содержало четкую генетическую нагрузку и, по существу, предопределило представления геологов о происхождении этих своеобразных природных тел. Этому способствовали также результаты опытов А. Добрэ, который с помощью взрывов получил трубчатые отверстия в гранитах и распространил результаты своих экспериментов на объяснение происхождения вулканических некков, предложив для таких вертикальных трубчатых тел термин "диатрема" (греч. δια – сквозь, через, τρύμα – отверстие) [94]. Отчасти, вероятно, по указанным причинам, а также вследствие очевидности имевшего место дробления пород в пределах сравнительно небольшого по площади поперечного сечения и значительной вертикальной протяженности трубообразных зон почти все исследователи априори приняли взрывное происхождение диатрем. Дискутировались не столько способы и механизмы формирования диатрем, сколько вопросы, связанные с причинностью возникновения колоссальных давлений в приповерхностных горизонтах земной коры, приводивших к катастрофическим прорывам глубинного материала к земной поверхности.

Взрывной характер формирования трубчатых тел считался настолько очевидным, что

по мнению большинства исследователей, не требовал особых доказательств, а иногда использовался даже как основа для построения иных оригинальных гипотез. Так, В.Н. Лодочников [1936 г.], разделяя представления о колоссальном избыточном давлении кимберлитовых магм вблизи земной поверхности и сравнивая полость диатремы с орудийным жерлом, высказал гипотезу, согласно которой происхождение некоторой части каменных метеоритов связывается с выбросами глубинного вещества планет при вулканических извержениях из аппаратов типа кимберлитовых трубок.

Детальность теоретической проработки условий образования трубок взрыва в статьях и монографиях различных исследователей варьирует в широких пределах. Одни авторы лишь называют предполагаемую причину извержения подкорового вещества на поверхность планеты, другие обсуждают вероятный режим и последовательные этапы формирования диатрем, третья подкрепляют свои построения количественными оценками физико-химических параметров и энергетики процессов.

Наиболее оживленно дискутируется генезис кимберлитовых и отчасти трапповых диатрем, по вопросам формирования которых существует наибольшее число различных точек зрения. По предполагаемым причинам возникновения диатрем, и в первую очередь по возможным источникам необходимых для этого давлений, имеющиеся гипотезы разделяются на несколько главнейших групп. Наиболее многочисленны гипотезы, связывающие формирование трубчатых полостей в верхних горизонтах земной коры с активным воздействием поднимающихся из подкоровых глубин расплавов, их эманаций или тех и других одновременно.

Вулканическое происхождение кимберлитовых трубок впервые с наибольшей определенностью сформулировал П. Вагнер [99], который писал, что настоящие кимберлитовые трубки представляют собой эродированные вулканические жерла, образующиеся, как доказали опыты А. Добрэ, вследствие взрывного освобождения газов и паров, находящихся под высоким давлением. Эти жерла выполнены частично обломками и продуктами истирания прорванных пород, упавшими или смытыми обратно в жерло, а частично материалом, происходящим из кимберлитовой магмы, и самой застывшей магмой.

В.С. Соболев [65] отмечал, что при формировании кимберлитовых трубок имеет место не настоящий взрыв, связанный с быстрым поднятием давления в какой-то магматической камере, а прорыв земной коры при движении магмы, находящейся под очень большим давлением. Сначала на значительной глубине это движение происходит по вертикальной трещине, причем уже и здесь существует характерная брекчевая структура. После того как магма достигает сравнительно небольших глубин, ее отдельные струи пробивают земную кору и фонтаном вырываются наружу, отчасти всасываясь затем в образовавшуюся воронку. При этом трубка либо полностью заполняется обломочным материалом, либо этот материал цементируется в ней продолжающей поступать снизу магмой. Сопоставляя имеющиеся данные по глубине трубок, а также по характеру обломков в отдельных трубках Якутии, В.С. Соболев предполагает, что

этот взрыв, т.е. переход от жилы к трубке, осуществляется на глубине 1,5–2,0 км.

Сходных представлений придерживались многие советские геологи. Однако специальных исследований в этом направлении на протяжении многих лет не проводилось, и поэтому, хотя в сложном процессе формирования коренных месторождений алмазов выделялась самостоятельная эксплозивная стадия, ее характеристика ограничивалась общими замечаниями.

В 1976 г. была опубликована монография С.И. Костровицкого [26], посвященная проблемам физических условий, гидравлики и кинематики заполнения кимберлитовых трубок. Автор, принимая взрывную гипотезу, попытался обосновать механизм формирования полостей кимберлитовых диатрем путем энергетических расчетов и анализа их форм и размеров. Поскольку из теории взрывов известно, что воронки выброса характеризуются показателем взрыва, равным или превышающим 0,7, а у кимберлитовых трубок он не превышает 0,1, делается вывод, что кимберлитовые диатремы должны рассматриваться как каналы дробления. Постепенное сужение трубок на глубину исключает наличие достаточной по энергоемкости взрывной камеры и не позволяет трактовать образование трубок как результат взрывов сателлитных очагов. Делается вывод, что формирование полостей трубок растянуто во времени и происходит в результате многократного повторения взрывов, фронт которых передвигается к земной поверхности.

С.И. Костровицкий так рисует наиболее вероятную схему развития взрывов. Взрывы происходят лишь при достижении газами критического состояния (в случае химической природы взрыва необходимо достижение активными газами пороговой концентрации) и до определенного момента носят камуфлетный характер. Их разрушительное действие распространяется строго по нормали к земной поверхности. Выше центра взрыва и на его уровне образуются зона дробления, частично затем обрушающаяся, и серия радиальных и концентрических трещин с вертикальным заложением (эффект камуфлетного взрыва). Таким образом, выше по вертикали создается новая камера для последующего взрыва. Взрывная деятельность развивается большей частью по первоначальной трещине глубинного заложения. Форма трубок вытянутая, пока взрывы происходят в пределах трещины. Если взрывы удаляются от первоначальной трещины, пробивая себе ход самостоятельно, форма трубок становится изометричной. Когда взрывы приближаются к земной поверхности, их энергия на определенной глубине становится достаточной не только для дробления породы, но и для ее выброса. Так в верхних частях диатрем возникают растрески, являющиеся типичными воронками выброса с показателем взрыва не менее 0,7 [26]. В дальнейшем С.И. Костровицкий отошел от прежней позиции и теперь считает, что при формировании кимберлитовых трубок взрывные явления не играют сколько-нибудь заметной роли, а дробление осуществляется по механизму флюидного брекчирования.

Представления о взрывном прорыве вулканических газов из траппового магматического очага к земной поверхности лежат в основе наибо-

лее популярной и аргументированной гипотезы о происхождении рудно-носных трубчатых тел на юге Сибирской платформы [67 и др.]. Эти трубы, так же как кимберлитовые, базальтовые, долеритовые и прочие, ни в своих нижних частях, ни в трещинах, в которые они переходят на глубине, не имеют расширений, которые даже с натяжкой могли бы быть отождествлены с камерами взрыва. Более того, в стенках трещин не отмечено интенсивного дробления, неизбежного в случае взрыва. Следовательно, трещины фундамента, являющиеся продолжением трубок на глубину, служили только каналами, подводившими вулканические газы и пиромагму.

Все это позволило заключить, что вулканические трубы ангаро-илимского типа — результат прорыва вулканических газов из магматического очага по трещинам фундамента и дробящего воздействия газов и пиромагмы только в пределах трубочной полости, в то время как ниже трубок — в трещинах, продолжающихся на глубину, — резкого скачкообразного расширения газов не происходит. Предполагается, что перед "взрывом" трещины заполняются флюидами и пиромагмой под большим давлением, вследствие чего стенки трещин несколько раздвигаются, а после взрыва возвращаются в исходное положение. Данный механизм предлагается для объяснения фактов нахождения в некоторых кимберлитовых жилах обломков глубинных пород, поперечник которых превышает мощность жил [67].

Иной механизм образования ангаро-илимских трубок предполагают П.Ф. Иванкин и Д.М. Мусатов [1974 г.]. По их мнению, эти трубчатые тела формируются в результате закрытых взрывов трапповой магмы, пересыпиченной рудными флюидами. Питающими магматическими очагами служат мощные трапповые силлы, залегающие на границе фундамента и осадочного чехла платформы или в нижних частях чехла на глубине 3–4 км от современной поверхности. Предполагается, что снизу — на 0,5–2,5 км выше питающего очага — трубы заполнены массивными и брекчевыми траппами, а еще выше — эруптивными взрывовыми агломератами траппов, подверженными скарнированию.

Следует отметить, что геологи, детально изучившие Ангаро-Илимские месторождения, указывают на ряд существенных неточностей в изложении и трактовке П.Ф. Иванкиным фактических материалов [67]. В частности, к категории "эруптивных взрывов трапповых агломератов, подверженных скарнированию", отнесен разнородный материал, включающий жерловые туфы, крупноглыбовые брекчи осадочных пород, метасоматические руды и скарны. Однако даже в наиболее оруденелых и скарнированных трубках сохранились крупные участки агломератов и туфов, почти не подвергшихся скарнированию. Во многих телах такие туфы и агломераты преобладают в количественном отношении над рудами и скарнами. Кроме того, в этом же районе существуют трубы, в которых основная масса внутритрубочных брекчий является неоруденелой и нескарнированной. Следовательно, образование этих диатрем нельзя считать результатом закрытой взрывов трапповых растворов или смеси рудно-носных гидротерм с магмой.

К рассмотренной группе гипотез тяготеют, хотя несколько и отличаются от них, представления И.Я. Некрасова, Н.С. Горбачева [48] и В. Лоренца [92, 93]. Два первых исследователя объясняют образование диатрем прорывом высококонцентрированного флюида, который генерируется в подкоровых глубинах без участия щелочно-ультраосновных или других расплавов. Согласно гипотезе В. Лоренца трубчатые тела являются результатом прорыва водяных паров, возникающих при достижении магмой приповерхностных насыщенных водой горизонтов земной коры.

По мнению А.Ф. Вильямса [100] и А.А. Меняйлова [1962 г.], диатрены — это расширения в местах пересечения разломов, причем обломочный материал возникающих при дизъюнктивных дислокациях тектонических брекчий впоследствии вытесняется, а частично и захватывается поднимающимися по нарушениям магматическими расплавами. Несомненно привлекательные на первый взгляд и как будто бы подтверждаемые на нескольких примерах (когда трубы располагаются на пересечении разломов), эти представления все же должны быть отнесены к категории противоречащих фактическим материалам, поскольку многие сотни кимберлитовых, карбонатитовых, траповых и других трубок не имеют видимой связи с какими-либо разрывными нарушениями, устанавливаемыми по геологическим или геофизическим данным.

Причинную связь диатрем с тектоническими напряжениями видят и В.И. Михеенко [44, 45], причисляющий кимберлитовые трубы к диапировым структурам. Подчеркивается низкая температура выдавливающейся породы, роль "гидродинамически активной жидкости среды в которой выполняла связующую массу, сложенная серпентином и карбонатом"; поэтому кимберлитовые трубы предлагается именовать "кимберлитовыми диапирами". Нельзя не отметить, что результаты петрографических и структурных исследований кимберлитовых пород свидетельствуют о заполнении полостей трубок (и даек) веществом, обладавшим высокой пластичностью, которую могла иметь флюидизированная жидкая магма, но не холодная серпентин-карбонатная масса (см. гл. 2).

В.Г. Васильев с соавторами [6] предполагают, что огромные давления, необходимые для образования диатрем и кристаллизации алмаза, достигаются на границе осадочного чехла и кристаллического фундамента платформы, где поднявшаяся из глубин Земли магма формирует чечевицеобразный очаг. Отдельные порции магмы заполняют трещины в своде очага, цементируя его и образуя дайки. Затем раскаленная кимберлитовая магма начинает взаимодействовать с водой и углеводородными соединениями вмещающих пород, в результате чего возникают самодetonирующие газовые смеси, при взрыве которых накапливается свободный углерод. Многократные взрывы обеспечивают пересыщение среды углеродом и подготавливают термодинамические условия для перехода углерода в алмаз. Результатом взрывов является и формирование диатрем, заложение которых осуществляется на апикальной части очага.

Не останавливаясь на многочисленных противоречиях этой гипотезы фактическим материалам при объяснении наблюдавших различий алмазоносности кимберлитов, что было рассмотрено в специальной работе

автора [40], коснемся лишь тех аспектов, которые имеют отношение к генезису диатрем. Одним из основных условий возникновения трубок взрыва, по В.Г. Васильеву и др., является наличие промежуточных очагов на границе фундамента и чехла платформы, куда "подсасываются" углеводороды из осадочных пород. Авторы не раскрывают причин и механизма "подсоса" углеводородов в магматический очаг, где давление в десятки раз выше, чем в окружающих породах. Противоречит геологическим данным и основной постулат этой гипотезы – существование промежуточных очагов: ни малейших признаков таких очагов не наблюдалось ни у выработанных до корней трубок ("Кимберли", "Дебирс" и др.), ни у диатрем, прослеженных на глубину нескольких сотен метров ниже границы фундамент–чехол (трубка "Харахтах" в Сибири и многие африканские диатремы).

Особняком стоят гипотезы, связывающие образование трубчатых тел с воздействием на вмещающие породы восходящих [Locke A., 1926 г.; Sawkins F.J., 1969 г.] или нисходящих [3] растворов. Восходящие растворы, по мнению А. Локка [1926 г.], частично растворяют вмещающие породы вдоль субвертикальных каналов, что приводит к обрушению оставшихся без поддержки блоков пород, которые цементируются в дальнейшем гидротермальными минералами. Характерной особенностью таких трубок должно быть исключительно нисходящее перемещение обломочного материала и отсутствие магматогенных новообразований. Ф. Шавкинс [1969 г.] считает, что восходящие растворы могут производить химическое брекчирование окружающих пород по механизму, сходному с трещинообразованием при введении щелочных реагентов в нефтеносные доломиты. Возникающие при таких процессах мелкообломочные брекчи характеризуются сближенным расположением обломков, как бы смешенных в направлении, перпендикулярном к фронту внедряющегося жильного материала, а также присутствием новообразованных минералов в промежутках между обломками местных пород.

Е.П. Бессолицын [3] высказал предположение о возникновении ангароилимских трубок в результате воздействия на вмещающие породы нисходящих растворов, рассматривая эти трубки в качестве древних карстовых образований. Он ссылается при этом на большую крутизну (превышающую угол естественного откоса) бортов кратерного озера в одной из трубок, что свидетельствует о провальном происхождении полости, и на присутствие в диатреме крупных блоков залегавших выше по разрезу терригенных и осадочных пород, которые, по мнению Е.П. Бессолицына, выпали из кровли карстовой полости. Однако приведенные материалы не содержат фактов, которые однозначно указывали бы на карстовое происхождение трубок. Если же учесть, что во всех диатремах под отложениями корвинчанской свиты залегают туфоагломераты и трапповые агломераты жерловой фации (а не брекчи из одних осадочных пород), то следует сделать заключение о вулканическом, а не карстовом происхождении ангароилимских трубок.

Очевидно, что гипотезы, связывающие образование полостей трубчатых тел с частичным растворением вмещающих пород, применимы только

для расшифровки генезиса определенных типов гидротермальных рудных месторождений, но практически непригодны для объяснения даже начального этапа формирования диатрем, несущих признаки вулканических аппаратов, и в частности значительное или полное заполнение магматитами.

Из приведенного обзора гипотез о происхождении трубчатых тел видно, что большинство исследователей, используя термин "трубки взрыва", исключают собственно взрыв (т.е. мгновенный подъем, а затем резкий спад давления в какой-то камере) из процессов формирования этих природных образований. Почти все авторы (за исключением В.Г. Васильева и др. [6] и С.И. Костровицкого [26]) пишут о прорыве глубинного вещества на земную поверхность при достижении им определенного уровня, начиная с которого перекрывающие толщи оказываются не в состоянии противостоять напору снизу. Прорыв, по мнению одних исследователей, имеет характер катастрофического извержения, а по мнению других – осуществляется путем достаточно растянутой во времени разработки канала.

15 СВЯЗЬ С ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАТРЕМ

Приведенные в гл. 1–13 материалы определенно свидетельствуют о принципиальном сходстве геотектонического положения, внутреннего строения трубчатых тел и текстурных особенностей заполняющих диатремы существенно разных по составу горных пород. Поэтому есть основание полагать, что механизм и главнейшие условия образования трубчатых тел всех магматитов достаточно сходны, и, следовательно, могут быть выявлены некоторые общие закономерности формирования диатрем. Для анализа условий возникновения трубчатых тел, включая механизм, динамику, энергетику и геологическую специфику процессов их образования, принципиально важными являются вопросы о сообщении жерл с земной поверхностью и о главнейших этапах формирования диатрем. Результаты детальных исследований кимберлитовых, трапповых и других диатрем позволяют с удовлетворительной надежностью ответить на эти вопросы.

Вопрос о выходе диатрем на земную поверхность или принадлежности их к слепым телам является принципиально важным, поскольку от решения его в значительной мере зависит возможность параллелизации диатрем с вулканическими аппаратами и, следовательно, трактовка большинства их генетических аспектов. Единого мнения здесь нет. Наряду

с широко распространенным мнением о выходе трубок на земную поверхность высказываются и противоположные суждения. При этом возможность существования слепых трубчатых тел магматитов в одних случаях является следствием принятого тем или иным автором механизма формирования диатрем, а в других – результатом общих представлений исследователя. Так, при диапировом механизме внедрения кимберлитов в породы осадочного чехла платформы [44, 45] существование значительного числа слепых трубок неизбежно. Однако слабая аргументация данной точки зрения, как уже отмечалось (см. гл. 14), не позволяет пока относить ее к числу научных гипотез.

Принципиальная возможность существования слепых трубок вытекает из предполагаемого С.И. Костровицким образования диатрем в итоге камуфлетных взрывов. Он пишет: "Обязательный эффект подобных взрывов – формирование столба обрушения раздробленных пород, который в зависимости от мощности взрыва может и не достигать поверхности Земли" [26, с. 82]. В связи с этим С.И. Костровицкий перечисляет ряд геолого-петрографических признаков, которые квалифицирует как характерные черты слепых трубчатых тел. В качестве одного из основных признаков таких трубок называется соотношение обломочного и изверженного материала (последний, если и присутствует, то в незначительном количестве) и постепенное увеличение обломочного материала в верхних частях трубок. Другим признаком слепых трубчатых тел считается наличие постепенных переходов от брекчированного материала, смешанного с магматическим, через грубообломочную брекчию, сложенную только вмещающими породами, к ненарушенным боковым и кровельным породам. Подчеркивается, что отсутствие четких контактов, отшлифованных контактовых поверхностей указывает на незначительное и медленное вертикальное перемещение магматического и обломочного материала. При наличии двух главных признаков даже присутствие туфов в трубке не исключает принадлежности ее к категории слепых трубчатых тел, газовый поток из которых, по мнению С.И. Костровицкого, выводился на земную поверхность по трещине.

Нельзя не отметить, что изложенные теоретически вероятные признаки слепых трубчатых тел практически нигде не наблюдались, они отсутствуют у многих сотен достаточно изученных кимберлитовых и трапповых диатрем. Упоминаемый С.И. Костровицким единственный литературный пример слепого трубчатого тела вряд ли может быть отнесен к собственно трубкам взрыва. Тело сложено мединой турмалинсодержащей брекчие. Брекчирование прогрессивно уменьшается кверху и в апикальной части представлено только вертикальными трещинами, ограничивающими ядро гидротермально измененных пород [97]. По мнению изучавших месторождение геологов, трубка сформирована в результате минерализационного обрушения, и с этим можно согласиться. Что же касается кимберлитовых, трапповых и других трубок взрыва, то отсутствие в них сформулированных С.И. Костровицким признаков слепых трубчатых тел является указанием на свободное сообщение таких диатрем с земной поверхностью и заставляет серьезно усомниться в заметной роли камуфлетных взрывов при их формировании.

Выводы подавляющего числа исследователей о выходе кимберлитовых и других диатрем на земную поверхность базируются не только и не столько на отсутствии у них признаков слепых тел, сколько на геологических данных, свидетельствующих о свободном сообщении трубочных полостей с поверхностью планеты. Следует отметить, что для базальтовых, щелочно-ультраосновных, карбонатитовых и других трубок, которые могут быть параллелизованы с подводящими каналами современных вулканов, извергающих продукты аналогичного состава, положительное решение вопроса о принципиальной возможности выхода их на дневную поверхность особых возражений, за редкими исключениями [30], не вызывает. Сложнее обстоит дело с кимберлитовыми трубками, поскольку породы такого состава среди продуктов извержения современных вулканов не известны и, следовательно, прямые аналогии не возможны. В связи с этим для решения вопроса о выходе (прорыве) кимберлитовых диатрем на земную поверхность приходится использовать лишь полупрямые икосвенные данные. Рассмотрим важнейшие из них.

Все слабо эродированные кимберлитовые трубы венчаются раструбами (см. гл. 1), которые трактуются как взрывные воронки выброса или как результат обрушения стенок диатрем вследствие выравнивания их наклона с углами естественного откоса. При подводных извержениях углы наклона стенок воронкообразного раструба сильно выполаживаются, в итоге чего форма диатремы приближается к грибообразной (см. рис. 2).

В пользу выхода диатрем на земную поверхность свидетельствуют также состав заполняющих их продуктов и результаты детального изучения деформаций вмещающих толщ. Среди заполняющих трубчатые полости продуктов встречаются туфы, эруптивные брекчии и массивные разновидности магматитов. Среднее содержание ксенолитов вмещающих пород, например, в кимберлитовых брекчиях не превышает 20 %. Поскольку до появления трубы остальные 80 % наблюдаемого объема также были заполнены породами рамы, то, естественно, возникает вопрос, каким образом и куда они были удалены? В принципе, кимберлиты, как и другие магматиты, залегающие в виде трубчатых тел, могли заполнить пространство, освободившееся путем выноса (выброса), уплотнения или ассимиляции вмещающих пород. Однако ассимиляция сразу должна быть исключена из реальных механизмов завоевания пространства, поскольку многочисленные обломки осадочных и метаморфических пород в эруптивных брекчиях и туфобрекчиях кимберлитов не имеют ни видимых следов растворения, ни сколько-нибудь значительных реакционных каём (см. гл. 4). Не соответствует фактическим данным и предположение о создании полости диатрем в итоге уплотнения окружающих толщ (при камуфлетных взрывах или каком-либо ином механизме): вмещающие породы не только не спрессованы, но, напротив, в радиусе до нескольких десятков метров от контактов трубок они обладают повышенной трещиноватостью, т.е. резуплотнены.

Тезис о возникновении полостей в результате дробления и выноса большей части вмещающих пород, бывших в объеме трубы, не противо-

речит наблюдаемым количественным пропорциям и контактовым взаимоотношениям ксеногенного материала с магматитами, а также характеру экзоконтактовых зон диатрем. Вместе с тем очевидно, что непротиворечивость тезиса даже очень важным фактическим данным сама по себе еще не является доказательством справедливости защищаемого положения: Если полости диатрем действительно формировались путем выноса раздробленных пород на земную поверхность, то выброшенный материал должен был накапливаться вокруг устьев трубок. Остатки туфовых выбросов достоверно установлены лишь у одной алмазоносной трубы — "Мвадуи" [Edwards C.B., Hawkins J.B., 1966 г.], которая является крупнейшей в мире, одной из самых молодых и наименее эродированной кимберлитовой диатремой. Выбросы вокруг остальных кимберлитовых трубок даже мезо-кайнозойского возраста не сохранились и не могли сохраниться, так как их эрозионный срез составляет от многих десятков до нескольких сотен метров.

Поскольку глубина эрозионного среза на участках распространения кимберлитовых трубок определяется по независимым от морфологии тел геологическим данным (находки ксенолитов молодых, ныне отсутствующих в стратиграфическом разрезе пород; палеотектонические реконструкции и т.п.), постольку даже единственный пример почти неэродированной диатремы с реликтами извергнутого материала вокруг устья может рассматриваться в качестве серьезного доказательства того, что все или почти все кимберлитовые диатремы имели выход на земную поверхность, а полости их формировались в итоге дробления и выброса вмещающих пород.

О вероятной морфологии поверхностных образований — аккумулятивных форм извергнутого материала — у кимберлитовых трубок можно судить лишь по косвенным данным. Близость строения устьевой части трубы "Мвадуи" к маарам дает основание предполагать, что прерывистый плац кимберлитовых туфов вокруг нее является реликтом кольцевого вала, характерного для кратеров маарового типа. По приближенным оценкам С.И. Костровицкого [26], у средней по величине кимберлитовой трубы высота кольцевого вала могла достигать 65 м при ширине до 500 м. Вместе с тем присутствие в некоторых сравнительно мало эродированных диатремах эруптивных брекций и массивных разновидностей кимберлитов свидетельствует в пользу того, что кроме широко распространенных, возможно, даже преобладающих кратеров и окружающих их поверхностных сооружений маарового типа кимберлитовые трубы иногда венчались, по-видимому, и коническими надстройками, характерными для стратовулканов. Это подтверждается и примерами современных вулканов Олдайньо-Ленгай и Лашейн (см. гл. 11), которые венчаются туфолововыми конусами, сложенными продуктами извержения щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм.

Свидетельством выхода трубок на земную поверхность может служить и наличие в верхних частях многих диатрем кимберлитовых туфов, формирование которых, как известно, в закрытых полостях невозможно. Преимущественное нахождение туфов в верхних частях даже не вскрытых

на глубину диатрем подтверждается обратно пропорциональной зависимостью между количеством и частотой встречаемости этих пород, с одной стороны, и глубиной эрозионного среза трубок, фиксируемой по независимым геологическим данным, — с другой.

Таким образом, имеющиеся материалы по геологии, текстурно-структурным особенностям и вещественному составу заполняющих трубки пород позволяют с уверенностью говорить о выходе практически всех, даже кимберлитовых, диатрем на земную поверхность и о формировании их полостей путем выноса (выброса) вмещающих пород.

Число и характерные особенности главнейших этапов формирования трубок могут быть определены в итоге рассмотрения хронологической последовательности образования и заполнения полостей диатрем. Важную информацию содержит распределение в вертикальном разрезе диатрем ксенолитов с надежной стратиграфической привязкой. Напомним, что во всех диатренах присутствуют обломки горных пород, не только вынесенных с больших, в том числе с подкоровых, глубин, но и находящихся на сотни метров ниже своего первоначального (коренного) залегания, а также более молодых, ныне отсутствующих в разрезе горных пород (см. гл. 3).

Легкие мелкие обломки (ростр белемнита, кусочки обугленной древесины и т.п.) и крупные ксенолиты карбонатных и терригенных пород ("плавучие рифы"), встречающиеся на сотни метров ниже своего коренного залегания, не могли утонуть в основных и ультраосновных магмах, обладающих существенно более высокой плотностью. Но если обломки не утонули в расплаве, то, значит, они опустились в результате обвала, а следовательно, диатремы какое-то время представляли собой уже вполне разработанные, но еще не заполненные расплавом каналы, при обрушении стенок которых обломочный материал мог проваливаться на значительную глубину.

Следует остановиться на одной очень важной для обсуждаемого вопроса закономерности: все крупные (массой несколько тонн) ксенолиты, а также гигантские "плавучие рифы" вмещающих диатремы пород перемещались только вниз. Очевидно, что если бы полости трубок являлись результатом прорыва магматического расплава, то как мелкие, так и крупные обломки осадочных пород, обладавшие меньшей плотностью по сравнению с основными и ультраосновными расплавами, выносились бы вверх. И наоборот, в том случае, если бы разработка полости диатрем осуществлялась путем прорыва и последующего истечения сильно сжатых газов, то наиболее крупные куски пород, отваливаясь от бортов трубчатой полости, своим весом должны были преодолевать напор несущегося потока газов и опускаться вниз.

Отсюда следует, что в сложном процессе формирования диатрем следует различать два главнейших этапа: этап разработки полости и этап ее заполнения. При неразрывной взаимосвязанности этих этапов и частичном их перекрытии во времени вулканические процессы на каждом из них различались по температурному режиму, давлению, составу и свойствам "рабочего тела", динамике и многим другим параметрам. В связи с этим

анализ физического состояния формировавших диатремы веществ, динамики и механизма образования трубчатых тел при наличии достаточно представительных материалов следует проводить применительно к каждому из главнейших этапов в отдельности.

16 ФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ФОРМИРУЮЩИХ ДИАТРЕМЫ ВЕЩЕСТВ

Поскольку в процессе формирования диатрем выделяются два главных этапа, первый из которых заключается в разработке, а второй – в заполнении полостей, постолько было бы желательно провести оценку физических параметров веществ на каждом этапе в отдельности. Однако имеющиеся материалы, к сожалению, очень ограниченны, а известные методы косвенного определения температуры и давления, достигавшихся в процессе образования древних вулканитов, еще недостаточно совершенны. Отсюда с неизбежностью следует, что оценки названных параметров не только раздельно по главнейшим этапам, но даже для всей эксплозивной стадии формирования трубок в целом не могут претендовать на точность и надежность.

Температура

Температурный режим при формировании диатрем характеризуется, по всей вероятности, не только большой широтой диапазона, но также значительной изменчивостью модуля и знака температурного градиента во времени. Не требует специальных доказательств тот факт, что начальные и конечные температуры вещества земной коры в объеме диатремы (вмещающих, вынесенных при формировании полости пород и заполнивших полость, ныне наблюдаемых в трубке пород) зависят практически лишь от глубины залегания изучаемого горизонта и от геотермического градиента на соответствующей территории в прошлом и настоящем. Вместе с тем очевидно, что вулканические процессы, в ходе которых происходили разработка и заполнение полостей рассматриваемых трубчатых тел, протекали в условиях достаточно высоких, но далеко не постоянных температур.

Для обсуждения поднимаемых в работе вопросов проводить всесторонний анализ температурного режима при формировании диатрем не требуется и в принципе можно ограничиться оценками максимальных температур вулканических процессов, что значительно облегчает задачу. Такие оценки могут быть выполнены по степени пирометаморфизма вме-

щающих пород и ксенолитов, а также по вероятной температуре образования минеральных парагенезисов, кристаллизовавшихся при заполнении полостей трубок.

Незначительный по интенсивности контактный метаморфизм вмещающих пород и ксенолитов является общей характерной особенностью разных по составу диатрем. Это обстоятельство послужило основанием для широко распространенного мнения о низких температурах формирования и заполнения трубок и даже побудило некоторых исследователей высказываться в пользу образования трубчатых тел путем диапирового внедрения глубинного вещества в холодном состоянии (см. гл. 14).

Вместе с тем в эруптивных брекчиях и туфобрекчиях всех достаточно изученных трубок наряду с почти неметаморфизованными и слабо метаморфизованными ксенолитами наблюдается переменное (обычно небольшое) количество ксенолитов, несущих следы интенсивного пирометаморфизма (см. гл. 4, 11, 12). Пирометаморфизм, сопровождающийся возникновением гранат-куспидиновой, гранат-монтанеллитовой и монтанеллит-флогопитовой ассоциаций, наблюдается не только у ксенолитов в трубках взрыва, но также среди метаморфитов и метасоматитов на контактах с интрузиями основного, реже кислого состава. Такие породы выделены Д.С. Коржинским в особую — мелилит-монтанеллитовую — фацию глубинности, характеризующуюся высокими температурами и низкими давлениями.

Экспериментами Р. Харкера и О. Таттла [1956 г.] установлено, что монтанеллит в ассоциации с кальцитом образуется (при давлении CO_2 10–70 МПа) в диапазоне температур 700–900 °C. Кусpidин был синтезирован при давлении H_2O 130 МПа в температурном интервале 500–700 °C [Valkenburg A., Rynders G.F., 1958 г.]. Интенсивный контактный метаморфизм вмещающих пород типичен для подводящих даек, а в трубках наблюдается редко, причем отмечен только у линзовидных в плане сплюснуто-трубчатых тел, представляющих собой вскрытые эрозией корневые части диатрем, т. е. переходную зону от трубки к дайке.

При генетической интерпретации перечисленных фактов следует принимать во внимание некоторые характерные особенности рассматриваемых природных образований, что помогает объяснить целый ряд кажущихся, на первый взгляд, противоречий. К числу важнейших особенностей диатрем относятся существенно большая, чем у подводящих даек, площадь поперечного сечения, стремительно возрастающая в направлении к земной поверхности, и большое количество ксеногенного материала, иногда превышающее 50 % объема заполняющих полость диатремы пород.

Очевидно, что подъем магмы по разломам в земной коре сопровождается сравнительно плавным снижением давления. Постоянный мощный напор снизу позволяет ей прокладывать путь, пробиваться из недр к поверхности планеты в условиях, когда падение давления в апикальной части колонны в целом подчиняется законам гидростатики. Высокие давления препятствуют выделению летучих, и магма, по-видимому, представляет собой огненно-жидкую сравнительно однородную массу, содержащую переменное количество порфировых вкрапленников, которые выделились на интрапеллурическом, плутоническом и гипабиссальном этапах магма-

тической стадии ее эволюции. Видовой состав кристаллизовавшихся в приповерхностных условиях минералов, характер контактового метаморфизма и результаты наблюдения над действующими вулканами позволяют заключить, что у трапповых и трахитовых, а также, вероятно, кимберлитовых и щелочно-базальтоидных магм температура на гипабиссальном этапе составляет 1100–1300 °С [60 и др.].

Эти выводы находят подтверждение в результатах экспериментальных исследований с природными силикатными системами различного состава (содержащими 0,5–4,0 %, чаще 2,0–2,5 % H₂O) в широком диапазоне давлений и температур. Для щелочных базальтов, толеитов, оливиновых базальтов и пикритов при давлении 500 МПа интервал существования расплава и кристаллов составляет 950–1150, 1000–1200, 1150–1230 и 1180–1400 °С соответственно [47].

Прорыв магмы в полость диатремы, сообщающуюся с земной поверхностью (см. гл. 15), приводит к резкому падению давления. Вследствие этого, а также некоторых других причин (которые будут рассмотрены в гл. 17 и 18) скачкообразно снижается температура магмы, чему способствует и попадание в расплав многочисленных обломков относительно холодных вмещающих пород. Поэтому интенсивному пирометаморфизму окружающие канал и обвалившиеся сверху вмещающие породы могли подвергаться лишь в апикальной части подводящей дайки, в переходной зоне и в самой нижней части трубки, где расплав еще обладал достаточно высокой температурой.

При дальнейшем заполнении полости диатремы и подъеме к земной поверхности все более охлаждающийся расплав захватывает новые порции обломочного материала. Из-за низкой температуры и неуклонного охлаждения магмы по мере движения она оказывает уже незначительное, постепенно ослабевающее контактное воздействие как на более высокие горизонты вмещающих пород, так и на вновь захватываемые ксенолиты. Очевидно, что при таких условиях ксенолиты вмещающих пород в эруптивных брекчиях и туфобрекчиях, выполняющих трубы взрыва, должны быть представлены главным образом почти и совершенно неметаморфизованными разновидностями при резко подчиненном количестве вынесенных из корневых частей диатрем сильно измененных обломков. Так как реально наблюдаемое в диатремах количественное соотношение различно метаморфизованных ксенолитов вмещающих пород совпадает с ожидаемым, то такие материалы могут рассматриваться как свидетельства в пользу описанной схемы их происхождения.

Если начальная температура внедряющихся в трубки различных по составу расплавов составляет 1100–1300 °С, то заполняющая полость диатрем масса уступает им на сотни градусов. Эффузивный облик при незначительной степени раскристаллизации связующей массы пород, выполняющих как мелкие обособленные дайки, так и крупные диатремы, указывает на близость режима кристаллизации расплавов в столь разной геологической обстановке. Этот несколько неожиданный факт находится в полном соответствии с выводами, которые вытекают из анализа термических условий становления таких тел. Из-за незначительной мощности

(в среднем около 0,5 м) мелких даек основного и ультраосновного состава истощение тепловых ресурсов и, следовательно, застывание расплавов происходит в течение короткого отрезка времени. К аналогичным последствиям приводят и рассмотренные выше особенности процессов формирования диатрем, которые в итоге заполняются расплавами в переохлажденном или близком к переохлаждению состоянии.

При внедрении и застывании выполняющих диатремы расплавов происходит кристаллизация минералов, слагающих связующую массу пород. В подавляющем большинстве кимберлитов и комагматических им пикритов главным минералом связующей массы является, по всей вероятности, мелилит, который на постмагматической стадии обычно замещается серпентином, карбонатом, а иногда и монтанеллитом. Из расплавов с пониженным содержанием кальция вместо мелилита должен кристаллизоваться клинопироксен. И хотя кимберлиты с пироксеновой основной массой пока не установлены, соответствующие дериваты ультраосновной магмы, при застывании которой возникают меймечты, общеизвестны. Субпараллельная ориентировка микролитов мелилита и клинопироксена, являющихся главнейшими элементами флюидальной текстуры пород, свидетельствует о кристаллизации их до становления расплава, вероятнее всего в самом начале внедрения его в полость диатремы. При застывании расплава, очевидно, кристаллизуются перовскит и некоторые другие минералы.

На первом, наиболее высокотемпературном (700 – 900 °C), этапе постмагматической стадии изменения определенных разновидностей ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород происходит образование монтанеллита. За монтанеллитовым следует флогопитовый этап, который проявляется хотя и не повсеместно, но значительно шире, чем предыдущий. Температурный интервал флогопитизации кимберлитов по комплексу признаков и термометрических исследований (гомогенизация и декрипитация включений в минералах) оценивается в 550 – 700 °C [36, 39] и может быть принят за нижний температурный предел становления кимберлитовых пород в диатремах. Исследования Д.И. Саврасова [62] по палеомагнетизму, и в частности отмечаемая им четкая согласная ориентировка векторов остаточной намагниченности в породах каждой отдельно взятой генерации, определенно свидетельствуют о том, что консолидация пород в диатремах происходит выше точки Кюри для магнезиальных магнетитов, т.е. выше 500 °C. Близкие результаты (600 – 300 °C) для окончательного становления кимберлитовых брекчий получил в итоге термодинамических исследований Д. Байлли [82].

Давление

Из приведенного в гл. 14 обзора гипотез о происхождении трубчатых тел видно, что почти все исследователи, за редкими исключениями, признают высокое давление в качестве обязательного условия образования диатрем. Мнения расходятся лишь по вопросам о причинах возникновения и источниках таких давлений на глубине первых километров от земной

поверхности: если одни видят источник давлений в напоре поднимающейся из подкоровых глубин вещества, то другие склоняются к взрывам химических соединений, в том числе и углеводородов, содержащихся в породах осадочного чехла платформ.

Оценка давлений непосредственно перед началом собственно вулканических процессов и в ходе формирования диатрем, т.е. на гипабиссальном этапе магматической стадии и на эксплозивной стадии, сопряжена с большими трудностями. Для оценки могут быть использованы по крайней мере два принципиально разных метода: 1) расчеты, основанные на вычислении критических давлений прорыва перекрывающих толщ при заданных механических свойствах и мощности слагающих эти толщи горных пород; 2) привлечение результатов экспериментальных исследований параметров устойчивости минералов, кристаллизовавшихся в магмах соответствующего состава на гипабиссальном этапе и при становлении породы в полости диатрем.

Оценим критические давления, необходимые для образования трубчатых тел глубиной заложения 2 км, располагающихся в толще терригенных и карбонатных пород, которые характерны для большинства платформенных областей с развитым осадочным чехлом. При атмосферном давлении средняя прочность на раздавливание составляет у песчаников 74, известняков 96 МПа [Берч Ф. и др., 1949 г.]. На глубине в условиях всестороннего сжатия механическая прочность горных пород возрастает, достигая при давлении 138 МПа у песчаников 280, известняков 447, доломитов 506 МПа. На глубине 2 км литостатическое давление составляет около 55 МПа. Экспериментальные данные по прочности горных пород для таких условий в работе Ф. Берча и др. отсутствуют. Однако путем экстраполяции получаем, что при давлении 55 МПа прочность на раздавливание песчаников, известняков и доломитов соответственно равна 220, 380 и 470 МПа. Для интервала глубин 0–2 км в случае подчиненного распространения песчаников (5 %) и приблизительно равного количества известняков (45 %) и доломитов (50 %) эту характеристику можно принять равной 420 МПа. Сопротивление разрыву у большинства горных пород составляет 0,1–0,15 от сопротивления раздавливанию, т.е. в нашем примере 55 МПа.

Учитывая полученные значения критических напряжений разрыва для вмещающих диатремы пород, оценим давление магмы, при котором в существенно карбонатных породах платформенного чехла возникают разрывные напряжения, близкие к разрушающим. Поскольку трубы с глубиной переходят в дайки, мощность которых измеряется первыми метрами, а протяженность — сотнями метров, поскольку верхнее полупространство над дайками, в котором проявляются разрывные напряжения, можно условно отождествить с горизонтально лежащим полуцилиндром. Тогда наибольшее напряжение σ в своде перекрывающих дайку пород может быть ориентировано оценено по формулам для расчета толстостенных сосудов, и в частности по приближенному уравнению

$$\sigma = \frac{p_2 r_2^3 - p_1 r_1^3}{r_1^3 - r_2^3} + (p_2 - p_1) \frac{r_1^3 r_2^3}{2(r_1^3 - r_2^3)}, \quad (17)$$

где p_1 и p_2 – внешнее и внутреннее давление; r_1 и r_2 – наружный и внутренний радиусы цилиндра.

Мощность даек приравняем внутреннему диаметру полуцилиндрической зоны, а мощность перекрывающих толщ – наружному радиусу этой зоны. Подставив соответствующие значения в формулу (17), найдем, что для разрыва залегающих над дайкой пород в процессе формирования диатрем с заданными параметрами давление магмы и ее эманаций должно достигать 206 МПа. При литостатическом давлении вышележащих толщ в 55 МПа суммарное давление, необходимое для образования диатремы, составляет 260 МПа. Л.Г. Страхов, используя лишь данные о прочности горных пород на раздавливание, пришел к аналогичным выводам: по его оценке, для образования трубчатых тел с глубиной заложения 5 км (литостатическое давление 130 МПа) необходимо суммарное давление около 540 МПа [67]. Полученные оценки давления расплавов в конце гипабиссального этапа, непосредственно перед началом эксплозивной стадии, не противоречат петрологическим данным. Так, в кимберлитах кроме вторичного встречается и позднемагматический монтичеллит, который, согласно экспериментальным исследованиям И. Куширо и Х. Йодера [1964 г.], может кристаллизоваться из расплавов лишь при сравнительно невысоких давлениях – не больше 700–800 МПа.

Эксплозивная стадия слагается обычно из нескольких повторяющихся этапов, каждый из которых заключается в прорыве кровли, разработке канала летучими и заполнении образовавшейся полости расплавом, цементирующим брекчию прорыва. Происходящая при этом закупорка канала приводит к повторному повышению давления и новому прорыву и т.д. Повторные извержения часто не полностью "прочищают" канал, и в краевых частях многих диатрем остаются блоки пород ранних генераций, что обусловлено, вероятно, постепенным затуханием эксплозивной деятельности. Наблюдения над распределением ксенолитов различных пород в последовательных генерациях вулканитов, слагающих сложно построенные диатремы, свидетельствуют об уменьшении глубины позднейших извержений. Этот факт, как и наличие останцов вулканитов ранних генераций, хорошо согласуется с представлениями о неуклонном снижении давлений в ходе вулканической деятельности.

После того как давление достигает значений, при которых становится возможным разрыв перекрывающих толщ, концентрация колоссальной энергии в узкой зоне приводит к возникновению трубообразного канала. Оценить давление при процессах разработки канала диатрем, т.е. на первом этапе эксплозивной стадии, казалось бы, можно по результатам наблюдений о выносе глубинных и о провале вышележащих пород с учетом плотности, размеров и формы их обломков. Однако даже для самых грубых оценок, основанных на расчете транспортирующей способности вулканических эманаций, наряду с легко измеряемыми характеристиками обломочного материала необходимо располагать данными о плотности и вязкости "рабочего тела" и о скорости его истечения.

Вязкость, плотность и фазовое состояние вещества

Вязкость, плотность и фазовое состояние веществ, принимающих участие в формировании диатрем, изменяются в широких пределах. В итоге изучения трубок взрыва большинство исследователей пришли к выводу, что образование диатрем происходит при участии магматических расплавов, флюидов и газов. При этом мнения расходятся главным образом по вопросам значимости отдельных фаз в процессах формирования полости и становления трубок. Так, одни геологи связывают образование трубок с прорывом пород осадочного чехла преимущественно магматическими расплавами, другие – с процессами флюидизации, третьи стоят на позиции газовзрывной гипотезы формирования диатрем (см. гл. 14). Поскольку сторонники ведущей роли магматических расплавов при формировании диатрем не исключают участия в этих процессах флюидной и газовой фаз, а приверженцы флюидизационного и газовзрывного генезиса трубок не отрицают внедрения магматических расплавов в уже образованные полости, постольку, не дискутируя здесь о главенствующей роли какой-либо фазы, оценим вязкость и плотность каждой из них.

Вязкость магматических расплавов зависит от многих причин, важнейшими из которых являются количественные соотношения петрогенных элементов, содержание летучих компонентов, температура, а также количество вкраепленников и ксенолитов. В итоге исследований лав современных вулканов и металлургических шлаков установлено, что существует прямая связь вязкости силикатных расплавов с содержанием в них SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 и обратная – с содержанием Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO , FeO , TiO_2 . При этом зависимость часто носит не строго пропорциональный, а более сложный характер, поскольку при достижении некоторых "критических" содержаний тех или иных компонентов вязкость расплавов изменяется скачкообразно. Так, шлаки системы SiO_2 – FeO – CaO при содержании до 25 % SiO_2 и 30 % CaO очень подвижны, но при содержании SiO_2 выше 25 % вязкость их резко возрастает [63].

Сходные закономерности устанавливаются и при изучении природных объектов. По Г. Макдональду [33], динамическая вязкость базальтовых лав изменяется от 10^2 до 10^5 Па·с. Очень интересны данные С.А. Федотова [71] о составе, вязкости и последовательности излияния лав при Большом Толбачинском извержении 1975–1976 гг. Извержения начались в районе Северного прорыва и продолжались 2 мес. Здесь из вновь образованных кратеров на высоту нескольких километров фонтанировали мощные газовые струи и возникли наиболее крупные шлаковые конусы. Излияния были представлены вязкими высокомагнезиальными базальтовыми лавами умеренной щелочности: SiO_2 49–50; MgO 9,5–10,5; CaO 11–12; Al_2O_3 12,5–13,5; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 3,2–3,5 %. Вязкость первых потоков этих лав была $2 \cdot 10^6$ Па·с. В последнюю стадию активной деятельности Северного прорыва появились разновидности, переходные по химическому составу к субщелочным глиноземистым базальтам Южного прорыва; вязкость этих лав составляет $6 \cdot 10^3$ Па·с. После завершения деятель-

ности Северного прорыва начались извержения в Южном прорыве, где вулканизм имел спокойный эфузивный характер, в ходе которого изливались жидкие (вязкость 10^3 – 10^4 Па·с) лавы следующего состава: SiO_2 50–51,5%; MgO 4,5–6,5%; CaO 8,5–9,5%; Al_2O_3 16–17%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 5,5–6,0 %.

Вязкость магматических расплавов сильно зависит от температуры. В принципе влияние температуры при четкой односторонности является многогранным по причинам и механизму воздействия. К числу главнейших из них относятся структура расплава, содержание порфировых вкраплеников и летучих компонентов, изменчивость которых при прочих равных условиях прямо пропорциональна температуре магмы.

В процессе нагревания кристаллических веществ до температуры плавления ускорение теплового движения атомов приводит, как известно, к разрушению кристаллической решетки. Однако известно также, что при температурах, незначительно превышающих температуру ликвидуса, разрушаются не все связи между атомами. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что скрытая теплота плавления составляет обычно лишь незначительную часть всей энергии, необходимой для разрушения кристаллической структуры (теплота сублимации). Плотность, показатели преломления и некоторые другие физические свойства стекол силикатных минералов имеют в целом тот же порядок значений, что и характеристики кристаллов. Значит, в стекле, несмотря на отсутствие свойственных минералам кристаллических решеток, имеются некоторые элементы строения, характерные для силикатов вообще.

Кристаллическая структура силикатов определяется наличием кремнекислородных тетраэдров, присутствием которых и действующими в них связями атомов диктуются главнейшие физические свойства силикатов. Естественно предположить, что и в стеклах, а при температурах, близких к ликвидусу, по-видимому, и в силикатных расплавах существуют аналогичные кремнекислородные тетраэдры. Однако если в стеклах тетраэдры "неподвижно" связаны между собой, образуя беспорядочную пространственную решетку, то в расплавах они могут перемещаться под влиянием незначительных воздействий, обусловливая текучесть расплава. Присущая силикатным расплавам электрическая проводимость свидетельствует об электролитической диссоциации, т.е. о присутствии в этих расплавах ионов. Петрологические, минералогические и геохимические наблюдения дают основание предполагать, что значительная часть ионов в магмах имеет сложный состав, т.е. является комплексными анионами [39, 80]. По мере снижения температуры замедляется тепловое движение атомов и образуется большое число комплексных анионов, что приводит к усложнению структуры расплава и к увеличению его вязкости.

Даже сравнительно небольшое снижение температуры силикатных расплавов существенно повышает их вязкость. Об этом свидетельствуют кроме экспериментальных исследований (табл. 25) и результаты наблюдений на природных объектах, в частности измерения вязкости базальтовых лав в оз. Макаопухи (Гавайские острова). Установлено, что вязкость лавы, содержащей 25% кристаллов и 2–5% пузырьков газа, при

ТАБЛИЦА 25

Вязкость силикатных расплавов (Па·с) [Берч Ф. и др., 1949 г.]

Базальт	Температура, °С			
	1400	1300	1200	1150
Андезитовый	14,0	26,0	3120	8000
Оливиновый				
Гембудо	13,7	29,6	318	3790
Конура	12,0	17,3	73	—
Нефелиновый	8,0	9,7	19	—

температуре 1200 °С составляет 50 Па·с. Однако при снижении температуры всего на 70 °С (до 1130 °С) вязкость этой же лавы возрастает почти вдвое и достигает 80 Па·с [96].

При снижении температуры магмы кроме замедления теплового движения атомов и усложнения структуры расплава происходит кристаллизация увеличенного числа порфировых вкраплеников, которые, находясь во взвешенном состоянии, также повышают вязкость магмы в целом. Количественная оценка влияния фенокристаллов на общую вязкость магмы может быть выполнена по формуле Эйлерса, применимой для расчета вязкости суспензий с объемной долей Φ твердой взвеси, не превышающей 0,5 объема системы:

$$\mu_{\text{см}} = \mu_{\text{ж}} \left\{ 1 + 2,5 \Phi / [2(1 - 1,35 \Phi)] \right\}, \quad (18)$$

где $\mu_{\text{см}}$ и $\mu_{\text{ж}}$ — вязкость неоднородной смеси и чистой жидкости.

Применив эту формулу к результатам определения вязкости базальтовых лав из оз. Макаопухи, увидим, что измеренные значения более чем наполовину (27 из 50 Па·с при 1200 °С и 43 из 80 Па·с при 1130 °С) обусловлены примесью 25 % фенокристаллов. Нетрудно вычислить, что если содержание кристаллической фазы в таких лавах достигнет 50 %, то общая вязкость их при тех же температурах поднимется до 200 и 320 Па·с соответственно. Э.М. Галимов оценивает вязкость кимберлитовых магм при температуре 1000 °С в 10^4 Па·с [9].

Вязкость магматических расплавов сильно зависит также от количества в них летучих компонентов, и в первую очередь H_2O и CO_2 . Увеличение содержания H_2O в расплаве всего на 1–2 % сопровождается 2–3-кратным уменьшением его вязкости. Когда количество летучих компонентов превышает 10 %, расплав приобретает свойства флюида, вязкость которого стремительно убывает и при газосодержании свыше 75 % приближается к вязкости газов. Вязкость H_2O и CO_2 при давлении до 50 МПа и температуре 100–700 °С находится в пределах $(10 \div 45) \cdot 10^{-6}$ Па·с [Вулкалович М.П. и др., 1965, 1969 г.].

Из числа магматических пород, заполняющих полости диатрем, порфировые ультраосновные и щелочно-ультраосновные разновидности, а также карбонатиты по комплексу названных признаков должны быть отнесены к семейству, члены которого формируются из магматических расплавов с наименьшей вязкостью. Средней вязкостью, по всей вероятности, обладают трапповые магмы, характеризующиеся более высоким содержанием SiO_2 при меньшем количестве FeO , CaO и летучих компонентов по сравнению с щелочно-ультраосновными расплавами. Трахитовые магмы должны быть отнесены к наиболее вязким.

Полевые наблюдения подтверждают указанную последовательность возрастания вязкости разных по составу расплавов. Для трахитов дайки не характерны; дайки траппов наряду с большой протяженностью имеют обычно и значительную мощность. Известно множество примеров кимберлитовых и пикрит-порфирировых даек мощностью всего 0,1–0,2 м и длиной многие сотни метров. В окружающих трубки взрыва породах на удалении десятков метров от контактов диатрем наблюдаются тончайшие (до 1 см) прожилки кимберлитов и пикритовых порфириров. О возникновении таких прожилков в результате застывания магматических расплавов, а не флюидов свидетельствует часто встречающаяся у них структура течения основной массы пород, обусловленная субпараллельным расположением игольчатых микролитов мелилита или серпентин-карбонатных псевдоморфоз по нему.

Плотность силикатных расплавов зависит главным образом от химического состава. Плотность расплава близка к плотности стекол соответствующего состава и заметно ниже (на 0,1–0,3 г/см³) плотности возникающих при его кристаллизации горных пород. У магматических расплавов, содержащих до нескольких процентов летучих компонентов, различия по плотности с полнокристаллическими породами максимальны. На основе средних значений плотности ультраосновных, основных и средних горных пород [Берч Ф. и др., 1949 г.] средняя плотность сформировавших их магматических расплавов в первом приближении может быть принята равной 3,0; 2,7 и 2,5 г/см³ соответственно.

При содержании летучих свыше 10 % магматические расплавы начинают приобретать свойства флюидов, что сопровождается, в частности, существенным снижением их плотности. По мнению С.И. Костровицкого [26], кимберлитовый флюид представляет собой остаточную жидкость преимущественно карбонат-магнезиального состава, обогащенную H_2O и CO_2 . Плотность флюидной системы жидкость + твердая взвесь рассчитывалась при условии содержания в системе 30 об. % вкрапленников оливина. Полученные значения плотности флюида со взвешенными в нем кристаллами при содержании газовой фазы от 10 до 75 %, давлении до 50 МПа и температуре 200–600 °С изменяются в пределах 0,67–2,48 г/см³.

17

ДИНАМИКА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТРУБЧАТЫХ ТЕЛ

Скорость восходящих потоков вещества

При подъеме магмы из подкоровых глубин к земной поверхности существенные изменения претерпевают пути ее радиального перемещения, термодинамические условия и, как неизбежное следствие этого, сильно меняется скорость движения эндогенного вещества. Следует подчеркнуть, что главнейшей тенденцией радиального перемещения глубинного вещества, которая должна быть отнесена к категории наиболее общих закономерностей таких процессов, является обратно пропорциональная зависимость между глубинностью процесса в каждый отдельно взятый момент и скоростью движения вещества.

Так, на максимальных подкоровых глубинах, где происходят зарождение и начальная эволюция магматических расплавов, скорость их радиального перемещения нередко определяется лишь скоростью конвективных потоков вещества верхней мантии, которая, по расчетам Ц. Пикериса [1935 г.] и Л.А. Латыниной [28], равна в среднем около 1 см/год. И даже в тех случаях, когда магматические очаги, возникающие в охваченных конвективным течением блоках разуплотненного субстрата, эволюционируют по механизму зонного плавления, общая скорость их подъема сохраняет тот же порядок, поскольку скорость движения расплавов при зонной плавке, согласно оценкам В.А. Магницкого [32], составляет примерно 0,1–1,0 см/год.

Близкими значениями характеризуется скорость субгоризонтального растекания апикальных частей конвективных потоков вещества верхней мантии при достижении ими подножия земной коры. При такой (грибообразной) схеме движения наибольшей скоростью мобилизованные массы обладают в осевой зоне вертикального отрезка пути. В ходе близгоризонтального растекания вещества скорость его движения по мере удаления от места изменения траектории все более и более замедляется. Получены оценки "скорости" распространения кимберлитового вулканизма в пределах Центральносибирской провинции в целом, а также – от центральной до промежуточной и от промежуточной до периферийной зон этой провинции (табл. 26). Почти такие же значения (0,3–0,4 см/год) определены и по Южно-Африканской провинции, где кимберлиты алмазной субфации внедрились, очевидно, в позднем триасе – ранней юре (поля Ягерс-Фонтеин, Кимберли и др.), а радиологический возраст кимберлитов пироповой субфации (поле Сатерленд) равен 58 млн. лет [39].

Большими скоростями, по мнению С.А. Федотова [71], обладают колонны базальтовых магм, поднимающиеся из фокального слоя через

ТАБЛИЦА 26

"Скорость" распространения кимберлитового вулканализма в различных районах Центральносибирской провинции [39]

Районы развития кимберлитов	Возраст кимберлитов	Интервал времени, млн. лет	Расстояние между центрами районов, км	"Скорость" распространения кимберлитового вулканализма, см/год
Далдыно-Алакитский	$D_3 - C_1 \}$	240	630	0,26
Нижнеоленёкский	K			
Далдыно-Алакитский	$D_3 - C_1 \}$	150	450	0,30
Среднеоленёкский	$T_3 - J_1 \}$			
Среднеоленёкский	$T_3 - J_1 \}$	90	180	0,20
Нижнеоленёкский	K			

астеносферу к вулканическим центрам под действием гидростатических сил. В итоге расчетов получено, что для камчатских вулканов при оптимальном радиусе круглых цилиндрических магматических колонн 350–1000 м скорость их внедрения в астеносфере составляет около 1 м/год.

В противоположность глубинным процессам извержения вулканов сопровождаются выбросами газов и других продуктов со скоростями до нескольких сотен метров в секунду. Естественно предполагать, что в процессе подъема из подкоровых глубин к земной поверхности скорость движения восходящих потоков вещества находится между указанными крайними значениями (единицы сантиметров в год – сотни метров в секунду), изменяясь обратно пропорционально глубине нахождения магмы в каждый отдельный момент.

Скорость движения различных по составу магматических расплавов вблизи основания земной коры пока установить невозможно из-за отсутствия данных. Однако в первом приближении можно считать, что она близка к скорости базальтовой магмы, вычисленной геофизиками для вулканов Килауэа и Мауна-Лоа и составляющей не более 1 см/с на глубине 40 км [79]. Сейсмологические наблюдения землетрясений, предшествовавших Большому Толбачинскому извержению 1975–1976 гг. и сопровождавших его, позволили заключить, что подъем вязкой высокомагнезиальной базальтовой магмы от основания земной коры (с глубины около 30 км) происходил со средней скоростью 3–4 см/с [71].

Сильная зависимость вязкости силикатных расплавов от их состава (см. гл. 16) не позволяет отождествлять скорости подъема, полученные при наблюдениях современных вулканов, со скоростями течения, например, кимберлитовых магм. Поэтому для оценок вероятной скорости восходящих потоков глубинного вещества и потоков, участвующих в образовании диатрем, которые выполнены породами, не имеющими аналогов среди современных вулканитов, привлекаются различные косвенные дан-

ные и соображения, часть из которых применима к магматическим расплавам, формировавшим только алмазоносные кимберлиты.

А.В. Уханов и Т.В. Малышева [70], применив метод мёссбауэровской спектроскопии, нашли распределение Fe^{2+} между октаэдрами M1 и M2 в ортопироксене из лерцолитового включения в кимберлите трубки "Обнаженная" и в том же минерале, предварительно прогретом до 621 и 1000 °С. В мёссбауэровских спектрах ромбических пироксенов присутствуют два квадрупольных дублета, соответствующих ионам закисного железа в двух типах координационных октаэдров – M1 и M2, причем площади дублетов пропорциональны содержанию Fe^{2+} в каждой из этих двух структурных позиций. Ионы Fe^{2+} испытывают большее стремление к заполнению искаженных октаэдров M2 по сравнению с ионами Mg^{2+} , благодаря чему структура ортопироксена оказывается упорядоченной. При нагревании упорядочение уменьшается, так как Fe^{2+} , обмениваясь местами с Mg^{2+} , переходит в положение M1. Константа этого обменного равновесия является функцией температуры и для ортопироксенов с железистостью ниже 60 % отвечает модели идеального раствора.

Располагая экспериментальными данными о распределении Fe^{2+} между октаэдрами M1 и M2 и пользуясь простым термодинамическим соотношением, можно определить температуру равновесия, записанную в кристалле ортопироксена. Однако вопрос о том, какой геологический смысл эта температура имеет, остается открытым. Дело в том, что равновесное распределение ионов железа и магния в ортопироксенах наступает очень быстро: при 1000 °С за 11 ч и при 500 °С за 50 ч [Virgo D., Hafner S., 1970 г.]. Следовательно, наиболее ценную информацию "ортопироксено-вый термометр" может дать для горных пород, подвергшихся почти мгновенному охлаждению. Поскольку процесс остывания метаморфитов и магматитов (за исключением маломощных лавовых потоков и мелких даек) в земной коре занимает значительно большие промежутки времени, поскольку "ортопироксено-вый термометр" обычно показывает не температуру образования минерала, а только предел (480 °С), ниже которого диффузия ионов в нем становится уже невозможной.

До 1973 г. в горных породах земного происхождения не были встречены ортопироксены, разупорядоченные больше, чем при нагревании до 600 °С, да и эти температуры отмечены только у пироксенов из закаленных вулканитов [Virgo D., Hafner S., 1970 г.]. В 1973 г. была опубликована упомянутая статья А.В. Уханова и Т.В. Малышевой [70], в которой сообщалось о том, что в изученном ими крупном (9×12×15 см) включении лерцолита из кимберлита трубки "Обнаженная" установлено зональное изменение упорядоченности ортопироксена: если в центре желвака пироксен отличается высокой упорядоченностью, то в наружной зоне шириной около 1,5 см ортопироксен разупорядочен.

Авторы не рискнули построить температурный разрез лерцолитового желвака и не воспользовались для определения температуры литературными данными, так как в подобном плане столь высокомагнезиальные ортопироксены экспериментально никем не изучались. Несмотря на это, по их мнению, есть "... основание утверждать, что в ядре (желвака)

температура не достигала и 600°C , тогда как на поверхности значительно превышала 1000 , а может быть, и 1200°C [70, с. 1470]. А.В. Уханов и Т.В. Малышева считают, что глубинные включения, попадая в кимберлитовую магму, не успевали прогреваться на всю глубину, а затем подвергались мгновенной закалке. "Быстрое застывание, как закалка, "законсервировало" на десятки миллионов лет во внешне однородном желваке и прогретую наружную зону и ядро, не успевшее прогреться выше той температуры, которую имел лерцолит, когда где-то на глубине он попал в кимберлитовый расплав" [с. 1470].

Далее авторы заключают, что "время, за которое ксенолит был поднят кимберлитовой магмой от места коренного залегания породы на глубине до современного уровня, в первом приближении допустимо заменить временем его прогревания. Последнее, как известно, можно определить для тел простой геометрической формы, если знать распределение в них температуры и теплопроводность" [с. 1471]. Аппроксимируя желвак шаром и принимая температуру на его поверхности равной 1200°C , а в центре 600°C , они находят, что образец прогревался всего лишь 1 мин. Отсюда следует, что расчетная скорость подъема кимберлитового расплава к земной поверхности должна превышать $500 \text{ м/с} (!)$.

Понимая, что столь быстрое движение магмы сквозь толщу земной коры (со скоростью ядра в орудийном стволе) не слишком правдоподобно, авторы отмечают, что полученная цифра завышена, поскольку при расчетах не учтены обтачивание ксенолита при его подъеме, снимавшее с него наружный прогретый слой, а также скорость разупорядочения ортопироксена при нагревании. Они полагают, что если учесть обтачивание, то время пребывания ксенолита в расплаве должно быть увеличено" "... в два или три раза, но, скорее всего, не так значительно" [с. 1471]. Далее авторы пишут, что скорость разупорядочения ниже скорости прогревания, т.е. "ортопироксеновый термометр" показывает температуры с некоторым запозданием, и поэтому ксенолит находился в расплаве, по-видимому, дольше чем 1 мин.

Нет сомнений в том, что включение гранатового лерцолита находилось в кимберлитовом расплаве значительно дольше 1 мин даже без учета времени на подъем из подкоровых глубин до земной поверхности, которое пытались определить авторы статьи, поскольку кимберлитовый цемент эруптивной брекчи в трубке "Обнаженная" обладает всеми признаками кристаллизации из магматического расплава непосредственно в полости диатремы. Расплав внедрялся в предварительно разработанный и прогретый опережавшими магматическую колонну эманациями и продолжительное время сохранял текучесть, о чем свидетельствуют флюидальность основной массы кимберлита и первичные текстуры течения породы в целом (см. гл. 2). Эти данные, а также значительная глубина залегания (первые сотни метров от земной палеоповерхности) изученного образца и большой объем расплава (сотни тысяч – миллионы кубических метров) противоречат мнению о "мгновенной" кристаллизации расплава, "закалке" его и свидетельствуют в пользу умеренно быстрого (сутки – недели – месяцы) остывания массы.

На значительную продолжительность процесса затвердевания не слишком малых объемов силикатных расплавов указывают результаты исследований многих геологов. Согласно их оценкам, полное затвердевание мгновенно внедрившихся (без прогрева вмещающих пород предшествующими порциями расплава) даек базальтов мощностью, например, 20 м достигается лишь через 2–2,6 года [71], малых гипабиссальных интрузий — примерно через 6 млн. лет [35]. О поддержании высоких температур на протяжении длительных отрезков времени в жерлах вулканических аппаратов свидетельствует значительная продолжительность периодов как общей активности, так и интенсивной деятельности современных вулканов, и в частности щелочно-ультраосновного и карбонатитового вулкана Олдойньо-Ленгаи (см. гл. 11). Для этого вулкана за период с 1913 по 1960 г. включительно (с перерывом наблюдений с января 1955 г. до начала 1960 г.) описано четыре этапа (и несколько фаз) повышенной активности, каждый из которых продолжался от нескольких месяцев до 3 лет.

Применительно к обсуждаемому вопросу можно с уверенностью отметить, что у изученного А.В. Ухановым и Т.В. Малышевой включения гранатового лерцолита из кимберлитов трубки "Обнаженная" было достаточно времени для прогрева до температуры окружающей среды (1000–1200 °С) на всю его "глубину" и затем для постепенного охлаждения, в процессе которого могла восстановиться высокая упорядоченность ортопироксена, как это и произошло в ортопироксенах остальных включений полнокристаллических ультраосновных пород из той же диатремы (упоминаемых на с. 1471 цитированной статьи).

Хотя А.В. Уханов и Т.В. Малышева объясняют наличие узкой поверхностной зоны разупорядочения ортопироксена в одном (единственном?) включении гранатового лерцолита прогревом этого желвака снаружи, даже приведенные в их статье материалы позволяют сделать вывод о большей сложности вопроса, исключающей, по-видимому, столь простое его решение. В работе помещены результаты обработки мёссбауэровских спектров ортопироксена из разных частей желвака, а также контрольных навесок того же минерала, предварительно прогретых при температурах 1000 и 621 °С на протяжении 22 и 36 ч соответственно. У пироксена, прогретого до 1000 °С, установлено не только большее разупорядочение, но также и уширение спектральных линий и увеличение химического сдвига по сравнению с пироксеном, выдержанным при 621 °С. У ортопироксена из внешней зоны лерцолитового включения наряду с повышенным разупорядочением выявлены сужение спектральных линий и уменьшение химического сдвига по сравнению с пироксеном из внутренних частей желвака.

Полученные в результате эксперимента совпадение лишь одного из трех и противоречивость двух других признаков не позволяют связывать разупорядочение ортопироксена в узкой поверхностной зоне желвака с кратковременным нагревом и последующей "закалкой" его в кимберлитовой магме, а следовательно, лишают основания и все базирующиеся на этом явлении выводы А.В. Уханова и Т.В. Малышевой, в том числе и о подъеме кимберлитовых расплавов со скоростью 500 м/с.

Очень высокие скорости подъема кимберлитовых магм в земной коре получены также Э.М. Галимовым, постулировавшим необходимость возникновения кавитации в расплаве для образования алмазов [9]. Применив уравнение, характеризующее гидравлические потери в магматическом канале, он вычислил, что при допустимых физических параметрах магмы и режиме радиального ее перемещения кавитация может возникнуть в расплавах, движущихся со средними скоростями 300 – 500 м/с, а в местах сужений канала – до 1200 м/с. К учтенным параметрам относятся падение давления $\Delta p = 2000$ МПа вдоль канала длиной 10 км, давление полной растворимости газов в расплаве 1100 МПа, плотность расплава-флюида 2,5 г/см³, вязкость его 10⁴ Па·с, число Рейнольдса 1000 – 4000 и число кавитации 0,5.

Принятые Э.М. Галимовым параметры в принципе правомерны, хотя с численными значениями некоторых из них трудно согласиться. Так, длина канала при подъеме расплава из верхней мантии должна быть в несколько раз больше, а в пределах собственно диатремы – существенно меньше 10 км. Насыщенный летучими компонентами ультраосновной расплав-флюид при плотности 2,5 г/см³ должен обладать существенно (на порядки) меньшей вязкостью.

Уточнение параметров, естественно, повлечет за собой изменение вычисленной скорости подъема кимберлитовых магм, она может оказаться больше или меньше полученного Э.М. Галимовым значения. В связи с этим необходимо отметить, что скорость даже 300–500 м/с представляется совершенно недостижимой при движении магмы в толще земной коры, и поэтому дальнейшее увеличение цифр делает результаты вычислений еще более неправдоподобными. Скорость же движения кимберлитовых магм меньше 300–500 м/с недостаточна для возбуждения режима кавитации. В последнем случае теряют смысл и все построения обсуждаемой работы, поскольку кавитация привлекается в ней не для подтверждения достигнутой расплавом высокой скорости движения, но априорно принимается в качестве механизма синтеза природных алмазов, что, по мнению Э.М. Галимова, устраниет все затруднения, с которыми встречаются остальные гипотезы образования алмазов в кимберлитах.

Нельзя не отметить, что, избегая некоторых трудностей, с которыми имеют дело другие гипотезы генезиса алмазов, кавитационная гипотеза сталкивается с порождаемыми ею самой осложнениями. Кроме необходимости движения магмы с колоссальными, достижимыми лишь в свободном пространстве скоростями для кристаллизации алмазов требуется образование пузырей, при схлопывании которых развиваются огромные давления и температуры. По расчетам Э.М. Галимова, кристаллизация алмаза массой 9 кар возможна из пузыря диаметром не менее 40 см. Значит, для образования крупных алмазов массой в сотни карат необходимы пузыри диаметром в несколько метров (!). Дополнительным требованием является сохранение сферической устойчивости пузырей. Они возникают лишь на суженных участках канала, а при достижении расширенных частей схлопываются. Но если суженные участки канала, где скорость движения расплава достигала 1200 м/с, вмешали без нарушения сферич-

ности пузыри диаметром до нескольких метров, то при допускаемом Э.М. Галимовым отношении диаметра сужения к среднему диаметру канала 0,1–0,5, ширина канала должна составлять многие десятки метров.

Даже сравнительно кратковременное существование в земной коре зияющих трещин или субизометричных в сечении каналов глубиной в десятки километров (от верхов мантии до земной поверхности) и шириной до многих десятков метров представляется более чем сомнительным. В случае, если канал не был зияющим и магма сама прокладывала себе путь к земной поверхности, продвижение хотя бы и по тектонически ослабленным зонам со средней скоростью 300–500 м/с требовало не только огромных дополнительных затрат энергии, но и концентрации ее в пучке колоссальной мощности. Эти вопросы в работе Э.М. Галимова, к сожалению, не обсуждаются.

Если скорость подъема ультраосновных, основных и средних по составу магм в земной коре, исчисляемая сотнями метров в секунду, представляется неправдоподобно большой, то и очень медленное их движение, сравнимое по скорости с радиальным перемещением магм в верхней мантии (см/год), также должно быть признано маловероятным, по крайней мере применительно к расплавам, из которых формировались алмазоносные кимберлиты.

Термодинамические расчеты устойчивости двух основных модификаций углерода – алмаза и графита – при различных температурах и давлениях проводились многими исследователями. Расчеты выполнялись с различными степенями приближения, но все они, несмотря на некоторые вариации в положении кривой равновесия, свидетельствуют об исключительной барофильтности алмаза. Положительный изобарный потенциал реакции графит – алмаз при стандартных условиях и сравнительно малая зависимость его от температуры свидетельствуют о невозможности этого перехода в поверхностных и гипабиссальных условиях. Поскольку рассматриваемое полиморфное превращение происходит с сокращением объема, то при постоянной температуре возрастание давления приводит к убыванию изобарного потенциала. Отсюда следует, что поле устойчивости алмаза расположено в области высоких давлений. Этот вывод полностью подтверждается экспериментальными данными.

При снижении давления в условиях высоких температур барофильтный алмаз становится метастабильной фазой и превращается в стабильный для таких термодинамических параметров графит. Поскольку превращение алмаза в графит требует существенной перестройки атомной структуры вещества, поскольку такое превращение даже в приповерхностных условиях происходит сравнительно медленно и лишь при достаточно высоких температурах. Ниже 1200 °С (по другим данным ниже 1000 °С) процесс останавливается и алмаз неопределенно долго (в трубке "Премьер" уже 1600 млн. лет!) сохраняется в качестве метастабильной фазы.

Температура ультраосновных расплавов, из которых в дальнейшем формируются алмазоносные кимберлиты, на плутоническом и гипабиссальном этапах магматической стадии, т.е. при движении от подножия земной коры до глубины заложения диатрем, изменяется примерно от

1600 до 1200 °С, давление при этом снижается от 2000 до 300–400 МПа [39]. Экспериментально установлено, что повышение температуры ускоряет, а увеличение давления (в пределах поля метастабильности) замедляет процесс превращения алмаза в графит. В кимберлитовых расплавах графитизация алмазов носит характер каталитического процесса и скорость ее при прочих равных условиях зависит от химического состава магмы, в первую очередь от концентрации в ней анионов $[Ti^{4+}O_3]^{2-}$ метатитановой кислоты [36].

Эксперименты по нагреванию алмазов без доступа кислорода (в среде азота) проводились при атмосферном давлении. Графитизация, начинавшаяся с вершин и ребер кристалла, постепенно охватывала грани и распространялась на глубину до полного превращения алмаза в устойчивую при данных условиях модификацию углерода. Существенная графитизация средних по величине кристаллов алмаза при нагревании до 1500 °С происходила в течение 20–40 ч. Графитовые чехлы и примазки, возникающие на кристаллах алмаза в процессе подъема кимберлитовых расплавов по глубинным разломам, обычно не сохраняются из-за сильной вязкости магмы и истирающего действия многочисленных вкрапленников других минералов. Во внутренних же частях губчатых сростков алмаза, которые надежно защищены от механических воздействий, содержание графита достигает 50 %.

Поскольку в кимберлитовых расплавах на пути их подъема от подножия земной коры до глубины заложения диатрем действуют факторы, ускоряющие (высокие температуры и анионы метатитановой кислоты) и замедляющие (повышенные давления) процесс графитизации алмаза, постольку в первом приближении время активной графитизации алмазов в кимберлитах может быть оценено примерно в 30 ч. В большинстве районов проявления кимберлитового вулканализма поверхность Мохоровичча залегает на глубине около 35 км [40 и др.]. Отождествляя период активной графитизации алмазов в кимберлитовых расплавах с временем движения этих расплавов в земной коре до внедрения их в полости диатрем, где резкое падение температуры ниже 1000 °С (см. гл. 16) "консервирует" алмазы в поле их термодинамической метастабильности, получаем, что средняя скорость подъема кимберлитовых магм составляет около 0,33 м/с.

Признавая справедливость тезиса о существовании обратной зависимости между глубиной процессов и скоростью перемещения вещества, следует допустить, что скорость подъема расплавов у основания земной коры заметно ниже, чем на средних уровнях, и значительно уступает скорости движения магм в верхних горизонтах коры. Принимая скорость движения расплавов на глубине 40 км равной 1 см/с [79] и осредненную скорость подъема их в земной коре около 0,33 м/с при мощности коры 35 км, можно наметить сугубо приближенную схему средних скоростей кимберлитовых магм на последовательных отрезках их подъема к земной поверхности: в интервале глубин 35–30 км 0,1; 30–17 км 0,3; 17–5 км 1; 5–0 км 3 м/с.

Предпринимались и другие попытки оценить скорости извержения

эндогенного вещества из подкоровых глубин до земной поверхности. Т. Мак-Гетчин и его соавторы [91 и др.] исходили при своих расчетах из представлений, согласно которым кимберлитовая магма является остаточным существенно карбонатным по составу расплавом с включениями силикатных минералов. На глубине около 3 км такая магма "вскипает" и в итоге адиабатического расширения превращается в смесь сильно охлажденного газа и горячих силикатных включений (ксенолитов и ксенокристаллов). В рассчитанных этими исследователями динамических моделях скорость потока вещества составляет около 20 м/с, а вблизи земной поверхности возрастает до 380 м/с. Нельзя не отметить, что хотя полученные цифры являются, вероятно, завышенными, но в принципе приемлемыми, положенные в основу расчетов геолого-petрологические посылки представляются сомнительными.

Более обоснованными являются результаты исследований Дж. Мерсиера [94], который при расчетах средней скорости подъема кимберлитовых магм опирался на размеры пластинчатых кристаллов оливина из включений порфиrolастических перидотитов. Рассматривая эти кристаллики в качестве необластов, возникших после попадания обломков перидотитов в кимберлитовую магму, Мерсиер вычисляет время пребывания обломков в магме, а с учетом глубины их захвата — и вероятную скорость подъема магмы к земной поверхности. Скорость роста пластинчатых кристалликов оливина в желваках перидотитов определялась по экспериментальным данным, в ходе которых установлена сильная зависимость этой величины от температуры. Начальная температура и глубина (давление) попадания обломков перидотитов в магму оценивались по содержанию кальция и алюминия в пироксенах. Рассчитанные таким способом скорости подъема магм, сформировавших кимберлиты южно-африканских трубок "Премьер" и "Тейб Патсо", составляют от 11 до 20 м/с при исходных температурах 1625 и 1725 °С соответственно.

Очень интересные результаты получены Р. Мак-Калистером и др. [94] при изучении структур распада в клинопироксенах мегакристаллов и в клинопироксенах, входящих в состав лерцолитовых желваков из кимберлитов трубы "Тейб Патсо". Аналогичные микроструктуры распада твердого раствора в близких по составу клинопироксенах (тончайшие пластинки пижонита в диопсиде) были обнаружены при экспериментах с регулируемой скоростью охлаждения, что позволило авторам оценить время охлаждения природных образцов в 15 ч. Реакции распада твердых растворов в пироксенах протекают в довольно узком температурном диапазоне — 1300–1000 °С. Для оценки вероятной скорости подъема магмы с захваченными ею обломками перидотитов авторы, используя литературные данные о геотермах в районе изученной трубы, называют начальную глубину 190 км, откуда средняя скорость должна составить около 3,5 м/с.

Между тем температуру 1300 °С кимберлитовая магма имеет, по всей вероятности, не в подкоровых глубинах, а в конце плутонического — начале гипабиссального этапов [39, 40], т.е. на глубине 15–20 км. Более того, и в уже сформированные полости диатрем внедряется не застывшая

порода, а силикатный расплав, который хотя и содержит большое количество твердой фазы (фенокристаллы, ксенолиты и т. д.), но, несомненно, сохраняет некоторое время (часы?) способность к пластическому течению, т. е. обладает температурой около 1000 °С. Если половину из вычисленного Р. Мак-Калистером времени реакция распада пироксенов протекает в постепенно охлаждающемся кимберлите, заполнившем полость диатремы, то средняя скорость подъема расплава на последних 13–20 км может быть оценена в 0,5–0,7 м/с.

Скорость восходящего движения эндогенного вещества в уже сформированных полостях диатрем определялась на основе расчетов транспортирующей способности потоков, выносящих обломки пород из нижних горизонтов осадочного чехла, кристаллического фундамента платформы, а также из верхней мантии. Результаты таких оценок, естественно, очень сильно зависят от принимаемой плотности и вязкости эндогенного вещества. Расчеты применительно к кимберлитовым флюидам, содержащим 10, 50 и 75 % газовой фазы и обладающим плотностью 2,4; 1,4 и 0,8 г/см³ соответственно, и к разным по величине обломкам пород плотностью 2,5; 2,9; 3,2 и 3,4 г/см³ выполнены С.И. Костровицким [26]. По наличию в заполняющих трубы взрыва кимберлитовых породах крупных (до 0,5 м) желваков гранатовых перидотитов и эклогитов С.И. Костровицкий, применив формулы прикладной гидравлики, заключил, что скорость отдельных потоков кимберлитовых флюидов в полости трубок достигает по крайней мере 4 м/с.

Необходимо отметить возможность иной трактовки нахождения в диатремах желваков полнокристаллических ультраосновных пород, а следовательно, и существенно иных оценок скорости потоков эндогенного вещества в полостях трубок. Известно, что туфы кимберлитов сравнительно редки (первые проценты от общего объема кимберлитовых тел) и большинство диатрем сложено эруптивными брекчиями кимберлитов и массивными разновидностями этих пород, несущих четкие признаки кристаллизации из магматических расплавов. Однородное, а не миндалекаменное сложение пород определенно свидетельствует об отсутствии в формировавших их расплавах сколько-нибудь заметного количества газовых пузырей.

В связи с этим, не отрицая важной роли флюидов при формировании диатрем, следует заключить, что желваки гранатовых перидотитов и эклогитов были вынесены из подкоровых глубин и доставлены в полости трубок силикатными магмами, плотность и вязкость которых значительно выше значений, использованных С.И. Костровицким для расчетов скорости потоков в трубках. Скорость осаждения включений мантийных пород в такой среде гораздо (вероятно, в сотни раз) меньше чем 4 м/с, откуда не следует, конечно, что соответственно должны быть снижены и оценочные значения скорости потоков в диатремах. Становится очевидной методическая неправомерность подобных вычислений, поскольку по при-сутствию желваков мантийных пород в диатремах можно сделать вывод лишь о том, что скорость магмы в полости трубы была выше, чем скорость осаждения желваков, но при этом нельзя определить верхний предел

скорости потока, которая могла превышать скорость осаждения желваков во много (в принципе – в неограниченное число) раз.

С позиций двухэтапного формирования трубок взрыва (см. гл. 15) необходимо различать скорость газовых потоков в процессе разработки полости диатрем и скорость потока магматического расплава при ее заполнении. Скорость газового потока на этапе разработки не остается постоянной, она неуклонно возрастает по мере приближения к земной поверхности и расширения канала, достигая вблизи его устья, по-видимому, нескольких сотен метров в секунду, как это установлено наблюдениями над извержениями современных вулканов. Движение магматических расплавов по мере подъема в полостях трубок, напротив, несколько замедляется, поскольку из-за общей воронкообразной формы тел площадь их поперечного сечения в направлении к земной поверхности неуклонно увеличивается, а размеры питающего канала в корневых частях диатрем остаются практически неизменными. Средняя скорость подъема расплавов в полостях диатрем, по всей вероятности, имеет тот же порядок, что и в жерлах современных вулканов, т.е. не превышает обычно нескольких метров в секунду.

Термомеханическая абразия прорванных толщ и формирование полости диатрем

Комплекс геологических данных свидетельствует о целесообразности выделения двух главнейших этапов в процессе образования диатрем (см. гл. 15). На первом из них происходит разработка трубообразной полости, что осуществляется, по всей вероятности, потоком сильно сжатых и нагретых до высоких температур газов. Ведущую роль газов в процессе формирования диатрем и трансформации первично-трещинного жерла в трубообразное отмечают многие исследователи, причем особо подчеркивается усиление абразионного воздействия газовых потоков благодаря присутствию в них твердых частиц [33, 50, 67, 75, 84 и др.].

Пространственное размещение кимберлитовых и других диатрем, несомненно, определяется разрывными нарушениями земной коры, которые часто не диагностируются при геологических наблюдениях и далеко не всегда прослеживаются с помощью геофизических методов. Однако причинная связь локализации трубок взрыва с линейными дислокациями вмещающих пород непреложно следует из того, что в районах современного вулканизма шлаковые конусы нередко имеют линейное расположение, на глубоко эродированных территориях некки, сложенные эруптивными брекчиями, обычно тяготеют к дайкам соответствующих магматиков. В кимберлитовых полях наблюдается не только линейное расположение трубок и даек, но и согласная с общим простиранием "цепочек" ориентировка даек и длинных (в плане) осей диатрем, а также переход нижних частей трубок в дайки.

Приведенные материалы позволяют заключить, что изометричные

и овально-вытянутые в плане диатремы возникали, как правило, в ходе последовательного преобразования жерл, обладавших на первых этапах извержения сильно вытянутой формой, т. е. бывших жерлами трещинного типа, которые закладывались на линейных зонах повышенной проникаемости земной коры.

Представления большинства исследователей о механизме и главнейших этапах формирования трубчатых каналов в целом довольно близки: сжатый газ независимо от своего происхождения мигрирует в направлении снижения давления, что в общем случае совпадает с направлением к земной поверхности. По мнению В. Лоренца [92] и некоторых других исследователей, формирование трубообразных полостей происходит на всем протяжении первично-трещинного канала от апикальной части магматической колонны до земной поверхности; согласно же мнению большинства, этот процесс начинается у земной поверхности и затем распространяется вглубь [50, 67, 84 и др.].

Среди гипотез второй группы можно выделить две подгруппы в зависимости от предполагаемого характера прорыва газов на земную поверхность. Одни исследователи считают, что выход газов на земную поверхность носит характер взрывоподобного прорыва, который распространяется вниз по трещине "подобно взрыву колонкового заряда слабобризантной взрывчатки", сопровождаясь дроблением ее стенок и выбросом обломочного материала на поверхность, что приводит в итоге к созданию глубокого трубообразного канала и провоцирует извержение пирокластов в результате вскипания пиромагмы [67].

Согласно другим представлениям выход газов на поверхность планеты не является взрывообразным, но при значительных напряжениях, обусловленных высокими давлениями и скоростями истечения потока, носит характер достаточно продолжительного (несколько часов – суток – недель) процесса [50, 84]. Наблюдения в областях современного вулканализма свидетельствуют в пользу второй точки зрения. Так, формирование вулканических жерл, венчающихся маарами, при фреатических извержениях на о. Иводзима в 1957 г. длилось 65 мин [85], а на северном склоне вулкана Тятя в 1973 г. заняло 3–4 ч [52].

Постепенное превращение трещинных жерл в трубообразные наблюдается и при магматических извержениях, сопровождающихся выбросами больших количеств газов. С.А. Федотов так описывает образование шлаковых конусов при трещинном Большом Толбачинском извержении 1975–1976 гг.: "После роя землетрясений на ровном месте открылась трещина длиной до 400–500 м. Вблизи места прорыва за сутки ощущались толчки и можно было слышать подземные "металлические" удары. При открытии трещины вдоль нее происходили выбросы газов и пепла, затем начали бить фонтаны лавы. По мере удлинения трещины число фонтанирующих жерл достигало 10–30, однако уже через несколько часов извержение сосредотачивалось в одном-двух жерлах, и начинал расти шлаковый конус" [71, с. 19]. При этом первый конус действовал 35, второй – 38, а третий – 8 сут. Трансформация трещинных жерл в округлые кратеры при извержении 1973 г. на о. Хеймайй (Исландия) продолжа-

лась около суток [95], а при извержении вулкана Беренберг на о. Ян-Майен в 1970 г. [83] закончилась лишь через 5 сут.

Превращение трещинных жерл в трубообразные происходит путем разрушения стенок и постепенного расширения трещин под динамическим и термальным воздействием газового потока, а также вследствие ударно-абразионного эффекта захваченных потоком твердых частиц. Невыдержанность начальной ширины раскола и изменчивость физико-механических свойств горных пород на различных участках трещины приводят к неравномерному расширению ее уже на первом этапе извержения. Возникшие при образовании трещин, в частности на их пересечениях или на участках с пониженной прочностью горных пород, расширения подвергаются наиболее интенсивной разработке, вследствие того что абразионно-динамическое воздействие газового потока с захваченными твердыми частицами прямо пропорционально квадрату скорости, которая в свою очередь прямо пропорциональна квадрату диаметра субизометричного (или квадрату ширины вытянутого) канала.

Энергичное расширение исходно благоприятных участков трещин сопровождается дальнейшим возрастанием здесь скорости потока и интенсивным разрушением окружающих толщ, что приводит к резкому повышению на таких участках удельного расхода газа и к постепенному "отмиранию" (закупорке) остававшихся узкими отрезков разлома, к объединению близлежащих расширений, а в итоге к щеклонному превращению трещинного жерла в изометричный в плане трубообразный канал. Распад "плоского" газового потока на ряд струй обуславливает неравномерный прогрев вмещающих толщ на отдельных участках, что неизбежно сопровождается возрастанием напряжений, усилением растрескивания и обрушения горных пород.

Формирование трубообразного канала из трещинного жерла при рассмотренном характере извержения возможно лишь сверху – вниз, начиная от земной поверхности с последующим распространением вглубь. Из числа обязательных последствий подобного развития вулканических процессов в интересующем нас аспекте должны быть названы постепенное убывание изометричности (т.е. степени разработанности) канала с глубиной и близость ориентировки длинной оси его поперечного сечения с простиранием исходной трещины. Так как оба эти явления устанавливаются при геологических наблюдениях практически всех диатрем, то можно говорить о совпадении теоретически предполагаемых результатов истечения газов из трещинных жерл с фактическими данными.

Изложенные представления о формировании полости диатрем позволяют наметить также и главнейшие причины столь типичной для этих гел конусности, проявляющейся в закономерном сокращении площади их поперечных сечений с глубиной. Л.А. Новиков и Р.М. Слободской [50] приводят наиболее полный перечень таких причин. Разработка полости сверху вниз обуславливает большую продолжительность воздействия разрушающих агентов в верхних частях диатрем, а следовательно, и большее их расширение. Кроме фактора времени важную роль в формировании конусности жерл играют возрастание скорости ("разгон") газов и захва-

ченных ими обломков при движении от корней к устью диатрем, а также увеличение количества и степени измельченности обломочного материала в потоке, что повышает его абразивную способность по мере приближения к земной поверхности. Следует отметить, что при определенных (критических) размерах обломков подъемная сила газовых струй оказывается меньше действующей на них силы земного притяжения и такие глыбы вмещающих пород, откалываясь от бортов диатремы, перемещаются только вниз.

Наиболее естественной причиной возникновения воронкообразного расширения (раструба) в приустьевой части диатрем, по мнению Л.А. Новикова и Р.М. Слободского [50], является расширение газовой струи на выходе из вертикального канала. Горизонтальная составляющая вектора скорости газового потока и переносимых им твердых частиц подвергается интенсивному разрушению приустьевый кромочный выступ, образованный пересечением стенок канала с дневной поверхностью. Результатом такого процесса должно быть сглаживание стенок на приустьевом участке вплоть до совпадения их конфигурации с направлением векторов скорости в каждой точке пристеночной части потока.

Динамика заполнения полостей диатрем и образование главнейших генетических групп пород

Достигнув апогея, вулканизм идет на убыль. Спад напряженности вулканических процессов знаменует переход ко второму этапу формирования диатрем – к этапу **заполнения** образованных в ходе предшествующих извержений трубообразных полостей. Учитывая значительную продолжительность формирования трубообразных каналов и наблюдаемый у современных вулканов пульсирующий режим извержений, следует отметить, что кратковременные спады активности в промежутках между последовательными вспышками вулканизма, безусловно, имеют место и на первом этапе формирования диатрем. Однако на этапе разработки полости диатрем мощные пароксизмы вулканической активности не только полностью прочищают канал от обломочного материала, обрушившегося за минуты относительного затишья, но и энергично расширяют его. На втором этапе сохраняется пульсирующий характер извержений, но из-за общего снижения напряженности вулканизма начинается постепенное заполнение сформировавшейся полости как обваливающимся с бортов, так и эндогенным материалом.

Ведущая роль газов при разработке канала и лишь постепенное сокращение их количества среди продуктов извержения приводят к тому, что в начале заполнения полости диатрем возникают и накапливаются преимущественно ксенотуфобрекции и туфобрекции. В конце вулканической деятельности они сменяются эруптивными брекчиями и массивными разновидностями магматитов, которые застывают, как правило, не достигнув апикальных частей диатрем.

Мощные восходящие потоки газов имеют решающее значение не только для формирования диатрем, но и для сортировки обломочного материала по крупности, в ходе которой возникают, в частности, полосчатые "стратифицированные" туфы. Последнее обстоятельство отмечалось А. Гики [1897 г.] и детально обсуждалось С.И. Костровицким [26]. Используя хорошо изученные и широко применяемые при обогащении и пневмотранспорте сыпучих тел закономерности протекания воздушного потока в толще обломочного материала, С.И. Костровицкий рассматривает гидродинамическое взаимодействие частиц в движущемся потоке, характер движения и распределения обломочного материала, а также механизм возникновения полосчатых текстур в жерловых фациях вулканитов.

Известно, что переход сыпучего тела из неподвижного состояния в подвижное при достижении необходимых скоростей пронизывающего его газового потока осуществляется через несколько последовательных состояний слоя: а) неподвижный, б) переходный от неподвижного в подвижный (псевдосожженный), в) кипящий, г) взвешенный, переходящий в унос. В первом состоянии при сравнительно небольших скоростях газового потока все характеристики обломочной массы (порозность – отношение суммарного объема пор к общему объему сыпучего тела; взаимное расположение частиц и т.п.) сохраняются неизменными. Второе состояние (переходный слой) наступает при возрастании скорости потока, вследствие чего увеличивается порозность, вся масса как бы "распухает", идет сортировка материала по крупности, причем мелкие частицы располагаются сверху.

Дальнейшее увеличение скорости потока обусловливает переход к третьему состоянию ("кипящий слой"), которое характеризуется интенсивным перемешиванием обломочного материала. Вся его масса внешне напоминает кипящую жидкость; контакты между частицами непрерывно нарушаются; порозность и объем (в вертикальной плоскости – высота) массы возрастают. Достигнутая на предыдущей стадии сортированность материала по крупности нарушается. Еще большая скорость потока приводит к окончательному разрушению сыпучего тела и переводу его элементов во взвешенное состояние, когда увлекающая сила потока уравновешивает силы земного притяжения обломков. Такая скорость называется "скоростью свободного витания". В случае ее превышения твердые частицы будут уноситься за пределы динамической системы.

Совершенно очевидно, что перечисленная последовательность качественно разных состояний сыпучих тел по мере возрастания скорости пронизывающих потоков газа может выдерживаться только при достаточной однородности размеров слагающих такие тела обломков. В действительности размеры обломков вмещающих пород, возникающих в процессе разработки полостей диатрем, изменяются от долей миллиметра до многих десятков, а в отдельных случаях и до первых сотен метров. Используя имеющиеся в литературе формулы [68 и др.], нетрудно вычислить, что для частиц радиусом 1 мм и плотностью $2,5 \text{ г}/\text{см}^3$ при плотности газа $0,003 \text{ г}/\text{см}^3$ скорость свободного витания составляет около 15 м/с,

для аналогичных обломков диаметром 10 см — порядка 100 м/с, а для глыб тех же пород диаметром 2 м эта скорость достигает 500 м/с.

Столь высокая скорость, по-видимому, может наблюдаться лишь на этапе разработки полости диатрем. Именно такая скорость истечения газов (500 м/с) была зарегистрирована Перретом при извержении Везувия в 1906 г. [61]. Сравнительно небольшое количество крупных глыб в кимберлитовых и других диатремах объясняется, по всей вероятности, не столько выносом, сколько дроблением ранних отторженцев в процессе формирования тел. Преобладающее количество обломков вмещающих пород имеет размеры от нескольких единиц до одного—двух десятков сантиметров, отсюда можно сделать вывод, что на этапе заполнения диатрем скоростью восходящих потоков газа составляет около 100 м/с. При таких условиях мелкие частицы, скорость витания которых не превышает нескольких десятков метров в секунду, уносятся за пределы диатремы, а крупные глыбы вмещающих пород опускаются в восходящем потоке газов со скоростью, прямо пропорциональной массе глыб и обратно пропорциональной площади их сечения.

Абрация и дробление опускающихся глыб и "витающих" обломков, а также бортов диатрем в ходе "бомбардировки" захваченными потоком мелкими частицами способствуют сокращению количества крупных обломков и возникновению все новых порций мелкообломочного материала. По мере спада вулканической активности убывает напряженность извержений, что проявляется, в частности, в уменьшении количества и скорости газовых выбросов, вследствие чего падает транспортирующая способность восходящих потоков и все более мелкие обломки получают возможность накапливаться в полости диатрем.

К началу этапа заполнения диатрем относится, по всей вероятности, формирование всего разнообразия туфогенных продуктов, включая аккреционные вулканические бомбы, лапиллы, автолиты, полосчатые "стратифицированные" туфы и туфобрекции. Перечисленные элементы и разновидности туфов привлекают особое внимание исследователей; вероятные способы их образования широко обсуждаются в печати.

Слагающие некоторые разновидности кимберлитовых пород **шаровые образования**, диаметр которых изменяется от первых миллиметров до нескольких сантиметров, А.Д. Харькив считает обломками раннего кимберлита, возникшими "... в процессе застывания апикальной и приконтактовой части магматического очага на глубине в период временной остановки кимберлитовой магмы при подъеме ее вверх" [1967 г., с. 90]. Отмечается концентрическое расположение порфировых вкрапленников оливина и пиропа, а также спорадическое присутствие обломков измененных пород в центральной части шаровых автолитов. Из приведенного в цитированной статье разреза кимберлитовой трубки "Легкая" следует, что кимберлитовая порода мелкошарового строения слагает верхнюю часть диатремы, а крупношаровая располагается под ней и в свою очередь подстилается порфировым кимберлитом массивной текстуры. Если принять точку зрения А.Д. Харькива, то залегание пород шарового строения в верхней части диатремы следует считать результатом выноса или выдавли-

вания их с глубины. При малой убедительности такой трактовки в целом совершенно необъяснимой с этих позиций остается вертикальная "стратификация" пород мелко- и крупношарового строения.

Более обоснованные предположения о механизме образования шаровых концентрически-зональных бомб и лапиллей, встречающихся, как известно, в древних диатремах и среди продуктов извержения современных вулканов, высказаны Л.А. Новиковым и Р.М. Слободским [50]. Транспортирующиеся в потоке сравнительно крупные обломки вмещающих пород имеют меньшую скорость, чем частицы распыленного расплава. Эти частицы при соударениях налипают на центральное ядро — ксенолит, постепенно формируя оболочку, сложенную магматической породой. Наблюдающиеся в оболочке уплощенные пузырьки газов и удлиненные зерна минералов приобретали свою ориентировку, параллельную внешней поверхности бомбы, в результате расплющивания капель при соударениях. Округлые очертания самих бомб и лапиллей свидетельствуют о формировании их в свободно взвешенном состоянии и отражают одинаковую вероятность соударения по всей поверхности тела.

Полосчатые текстуры у выполняющих диатремы горных пород не редки. Такие текстуры, проявляющиеся в эруптивных брекчиях и в некоторых (обычно эндоконтактовых) разновидностях собственно магматических пород, представляют собой первичные текстуры течения расплава, генезис которых особых разногласий не вызывает. Достаточно единодушны исследователи и в отношении генезиса стратифицированных отложений, венчающих разрезы слабо эродированных диатрем (кимберлитовые трубки "Мвадуи", "Орапа" и др., трапповые диатремы Ангаро-Илимской провинции). В ряде случаев отмечается закономерное изменение гранулометрического состава отложений по вертикали и латерали, выражющееся в залегании брекчий оползания и галечников у основания толщи и у бортов диатрем, в то время как илисто-глинистые породы располагаются выше по разрезу и на удалении от бортов трубок. Найдки в таких отложениях остатков пресноводной мезозойской и другой фауны не только позволяют установить верхнюю возрастную границу вулканизма, но и определенно свидетельствуют о принадлежности их к осадкам кратерных озер (что не имеет отношения к затрагиваемым в работе вопросам).

Иначе обстоит дело с полосчатыми образованиями, также слагающими обычно верхние горизонты диатрем и состоящими из переменных количеств магматических (как правило, преобладающих) и вмещающих осадочных и (или) метаморфических пород, но лишенных фаунистических остатков и не обнаруживающих закономерной изменчивости ни гранулометрического, ни литологического состава. По вопросу об условиях возникновения таких разновидностей пород мнения расходятся, что, вероятно, лишь отчасти обусловливается несовпадением взглядов отдельных исследователей на причинность и механизм формирования идентичных или даже одних и тех же природных объектов. В большинстве случаев неадекватность представлений о происхождении полосчатых пород рассматриваемой группы, по всей вероятности, связана с действительными различиями генезиса этих сходных по внешнему облику образований.

Крутопадающие до вертикальных тела полосчатых кимберлитовых брекчий в трубках "Аэромагнитная" и "Айхал" изучались Г.В. Зольниковым и О.С. Егоровым [13]. Текстура породы обусловлена чередованием маломощных (0,5–3,0 см) полос, различающихся количественным соотношением кимберлитового цемента и заключенных в нем мелких (1–5 мм) автолитов кимберлита ранних генераций и обломков вмещающих пород. В итоге микроструктурного анализа установлена линейная и плоскокоралльная ориентировка первичных минералов и ксенолитов, совпадающая с макрополосчатостью. С учетом геологических условий залегания пород отсюда делается вывод о вероятном механизме их образования: по трещинам, возникающим в процессе остывания и растрескивания апикальных и приконтактовых частей диатрем, из центральной еще не застывшей части трубки выжимается кимберлитовый материал, находящийся, вероятнее всего, в пластическом состоянии.

Г.В. Зольников и О.С. Егоров не называют причин присутствия в брекчиях лишь мелких обломков и образования тонкополосчатой текстуры, что дало повод их научным оппонентам, в частности С.И. Костровицкому, истолковать это как невозможность объяснить указанные факты с позиций рассматриваемой гипотезы. Однако с этим нельзя согласиться. Образование тонкополосчатой текстуры брекчий, малые размеры и закономерная ориентировка слагающих ее обломков пород и минералов, вполне вероятно, являются результатом прерывистого режима раскрытия трещин. В итоге многократного внедрения близкого к застыванию расплава в пульсационно приоткрывавшиеся трещины, амплитуда разового раскрытия которых составляла первые сантиметры, могло происходить формирование отдельных "слоев" полосчатых брекчий.

С.И. Костровицкий [26] акцентирует внимание на сортированности материала в описанных Г.В. Зольниковым и О.С. Егоровым полосчатых породах, которые он относит к группе туфогенных образований. Условия их формирования он параллелизует с состоянием "переходного слоя" сыпучих тел, обуславливающим гранулометрическое разделение обломочного материала. При этом "забываются" кротое до вертикального залегание пород и наличие первичных текстур, что совершенно необъяснимо для туфогенных образований, даже с привлечением режима "переходного слоя".

Не отрицая принципиальной возможности формирования полосчатых текстур у заполняющих диатремы вулканитов в результате газовой сортировки при обратном падении извергавшихся обломков [Geikie A., 1897 г.] или по механизму "переходного слоя" [26], следует полагать, что их доля среди близких по текстуре пород, вероятнее всего, очень невелика, поскольку и для образования и для сохранения таких текстур требуются специальные, подчас трудновыполнимые условия. Так, сортировка туфогенного материала по механизму "переходного слоя" возможна лишь в узком диапазоне скоростей газового потока (между псевдоожижением и "кипящим состоянием"). Даже кратковременное увеличение скорости потока полностью разрушает достигнутую сортированность материала. Однако трубка "Легкая", где мелкошаровая кимберлитовая порода опре-

деленно залегает над крупношаровой разновидностью, может служить убедительным примером осуществления и сохранения гранулометрической сортировки вулканитов, протекавшей, вероятнее всего, по механизму "переходного слоя". Возможно, этому способствовали сравнительно малая продолжительность, умеренная напряженность и достаточно плавное "угасание" извержений из таких мелких (< 0,2 га) жерл.

В кимберлитовой трубке "Айхал" кроме разновидностей пород с вертикальной полосчатостью встречены своеобразные породы, обладающие горизонтальной слоистостью [77]. В северо-восточной части диатремы они слагают линзу длиной около 40 м и мощностью 10–12 м. В приконтактовой части трубы линза утоньшается до 2–3 м и затем прослеживается во вмещающие толщи. В средней части этой сильно вытянутой в плане диатремы у юго-восточного контакта ее с вмещающими толщами слоистые породы заполняют мульдообразное понижение длиной около 60 м, которое, по-видимому, является реликтом уничтоженной эрозией более крупной линзы. В первой линзе отмечается увеличение крупности материала от псамmitового до псефитового по мере приближения к контакту диатремы. Материал второй линзы характеризуется четкой слоистостью, выдержанной по мощности и простиранию. Порода сложена округлыми и овальными, реже угловатыми обломками известняков и глинистых известняков, длинные оси которых ориентированы согласно слоистости породы. А.Д. Харьков и Б.И. Прокопчук относят эти породы к категории осадочных, отлагавшихся в карстовых полостях среди сильно карбонатизированных кимберлитовых пород.

Полосчатые породы, слагающие отдельные изометричные и вытянутые в плане участки верхних горизонтов самой крупной в Якутии кимберлитовой диатремы, по мнению Г.В. Зольникова и др. [43], возникли в результате инъекции кимберлитовых расплавов между слоями осадочных пород, представляющих собой крупные ксенолиты и "плавучие рифы" в кимберлитовой брекчии. Примечательно, что в одних случаях наблюдаются резкие контакты между послойными инъекциями кимберлитового материала и осадочными породами, а в других прослеживаются постепенные переходы от среднеобломочной кимберлитовой брекчии к мелкообломочной и афировой разновидностям кимберлитовых пород, а затем к измененным осадочным породам. При этом перечисленные разновидности кимберлитовых пород располагаются полосами, имеющими параллельную ориентировку с прослойями и плоскостями отдельности осадочных пород. Зона перехода одной разновидности кимберлитовой породы в другую занимает первые десятки сантиметров при макроскопическом равномерном распределении всех составляющих в каждой разновидности породы.

Приведенные данные определенно свидетельствуют о полигенности полосчатых пород в диатремах. Условия формирования этих весьма сходных по внешнему облику образований в каждом отдельном случае могут быть установлены в результате специальных исследований.

В процессе поступления и подъема магматических расплавов в сформированных полостях диатрем обломочный и пирокластический материал

захватывается и оттесняется к земной поверхности. Вследствие этого возникает типичная вертикальная зональность трубок взрыва, проявляющаяся в том, что верхние их части обычно сложены туфогенными разновидностями пород, ниже располагаются эруптивные брекчии, которые на еще большей глубине сменяются массивными разновидностями магматитов.

18

ЭНЕРГЕТИКА И ГЕОЛОГИЯ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ТРУБЧАТЫХ ТЕЛ

Энергетические затраты при формировании диатрем

Принимая во внимание значительные размеры диатрем, в объеме которых скальные вмещающие породы раздроблены и удалены, огромную энергоемкость формирования таких тел надо признать очевидной. Столь же очевидны и трудности даже приближенных количественных оценок действительных энергетических затрат, поскольку расчеты могут проводиться лишь по выполняемой полезной работе, а вулканические аппараты, являясь своего рода тепловыми машинами, безусловно, действуют с КПД < 100 %. Однако даже ориентировочные представления о количестве энергии, необходимой для образования средней по величине диатремы, имеют большое значение для понимания многих вопросов генезиса трубок, позволяя судить, в частности, о вероятном объеме участвовавших в процессах сжатых и перегретых газов, их источниках, о размерах и глубинах залегания питающих очагов и т.п.

Энергетика образования наиболее распространенных — кимберлитовых и трапповых — диатрем обсуждалась в работах нескольких исследователей. Л.Г. Страхов [1971, 1972 г.] рассчитал энергию формирования трубчатых полостей вулканических аппаратов Ангаро-Илимской железорудной провинции и количество необходимых для этого газов. В основу оценок положены представления о полном выносе дробленого материала из трубочной полости вследствие извержения вулканических газов и пиромагмы, давление которых превысило сопротивление пород кровли [67].

Взятая в качестве примера трубка "Краснояровская", достигающая в плане 800×1200 м, по морфологическим особенностям в вертикальном разрезе распадается на три части, и поэтому расчеты проведены для каждой из них по отдельности. Суммарный объем трубочной полости составляет $12,4 \cdot 10^9 \text{ м}^3$. Затраты на преодоление силы тяжести оценивались при условии перемещения центров тяжести каждой из трех частей трубы

вверх до высоты 200 м над предполагаемым уровнем триаса, т.е. на 500, 1150 и 2500 м соответственно. Итоговое значение энергии равно $9 \cdot 10^{16}$ Дж.

Вынос пород из полости не мог происходить без их дробления, поэтому работа по преодолению силы тяжести является лишь частью общих энергетических затрат при формировании диатрем. С учетом этого Л.Г. Страхов оценивает минимальную энергию образования полости трубы "Краснояровская" в $n \cdot 10^{17}$ Дж и подкрепляет свой вывод вычислениями полной энергии образования верхней половины трубы (до глубины 1200 м от предполагаемой поверхности триаса) с помощью эмпирической формулы Покровского [56] для расчета воронок при взрывах на больших глубинах. В итоге получилось $2 \cdot 10^{17}$ Дж. Нижняя половина трубы в 1,5 раза меньше по объему, но залегает значительно (более чем в 2 раза) глубже, и поэтому ее формирование требует не меньших энергетических затрат. Отсюда следует, что полная энергия образования трубы не могла быть менее $n \cdot 10^{17}$ Дж.

Сходные результаты получаются и на примере современных вулканов. Так, если работа по преодолению силы тяжести при образовании воронки вулкана Безымянного в итоге расчетов по массе выброшенных пород составляет $3,2 \cdot 10^{15}$ [67], по эмпирическим формулам $1,3 \cdot 10^{16}$ Дж [67], то общая энергия этого взрыва, определенная по ударной волне, достигает $1,2 \cdot 10^{17}$ Дж [11].

В результате проведенных Л.Г. Страховым оценок количества газов, необходимых для формирования трубок глубиной 2–5 км, получено, что достаточная энергия для таких процессов может быть обеспечена при адиабатическом расширении $n \cdot (10^7 \div 10^9)$ т газов с начальной температурой 1100 °С и давлением 200–400 МПа (т.е. при термодинамических условиях, предполагаемых в промежуточном очаге перед взрывом). Привлекая результаты наблюдений современных вулканов, где при взрывном характере извержений количество газов составляет около 3 % массы пирокластов и лав, Л.Г. Страхов приходит к выводу, что объем пиромагмы, принимавшей непосредственное участие в образовании траповых трубок глубиной 2–5 км, составляет $10^8 \div 10^{10}$ м³ [67].

Энергетические расчеты применительно к различным механизмам формирования кимберлитовых трубок приведены в нескольких работах [26 и др.]. Использование установленной при подземных ядерных взрывах эмпирической зависимости между энергией и глубиной заложения заряда, с одной стороны, радиусами образующейся полости и столба дробленых пород, с другой – показало, что минимальная энергия однократного взрыва на глубине 2 км, разрушительные действия которого достигают земной поверхности, составляет $4,6 \cdot 10^{16}$ Дж. При этом расчетный радиус возникающей при взрыве полости в корневой части трубы равен 185 м. Из-за отсутствия таких значительных расширений в корневых частях хорошо изученных диатрем С.И. Костровицкий и Б.М. Владимиров [1971 г.] отрицают гипотезу формирования трубок при взрыве в промежуточном очаге. Мощность подводящих к трубкам даек, действительно, составляет от нескольких метров до первых десятков метров,

что нашло отражение и в принимаемых этими исследователями осредненных размерах диатрем: глубина 2 км, диаметр на земной поверхности 300 м, диаметр на глубине 2 км равен 20 м.

Определив объем такой трубы в $2,4 \cdot 10^7$ м³, вычислив по эмпирической формуле энергию дробления данного объема пород – $4,7 \cdot 10^{11}$ Дж и приняв вслед за Г.И. Покровским [56], что полученная величина составляет 0,19 % от общих затрат энергии разрушительного взрыва, они оценили количество всей энергии в $2,4 \cdot 10^{14}$ Дж. Для сравнения приведен расчет энергии взрыва химической природы в ограниченном объеме подводящей к трубке трещины. Считая объем этой трещины равным $10^4 - 10^5$ м³, количество помещающейся в ней газовой фазы при термодинамических условиях на глубине 2 км – $4,54 \cdot 10^6$ н моль, энергию одного моля газовой фазы (с 67 % инертных примесей) – $4,18 \cdot 10^4$ Дж, С.И. Костровицкий и Б.М. Владимиров оценивают энергию одноактного взрыва в такой трещине в $10^{12} - 10^{13}$ Дж. Такой энергии недостаточно для образования средней по величине трубы, и поэтому действие подобного взрыва характеризуется ими как камуфлетное.

Защищая тезис о формировании диатрем в результате многократно повторяющихся камуфлетных взрывов, фронт которых перемещается к земной поверхности, С.И. Костровицкий и Б.М. Владимиров квалифицируют растробы в верхних частях трубчатых каналов как типичные воронки выброса, возникающие при достижении очагами взрыва приповерхностных горизонтов, где их энергия оказывается достаточной не только для дробления, но и для выброса породы. Для подтверждения своей точки зрения авторы провели расчеты максимальной глубины воронки выброса при взрыве, энергия которого равна 10^{13} Дж, т.е. идентична вычисленной ими максимальной энергии химических взрывов в условиях трещины. Используя формулу Г.И. Покровского и А.А. Черниговского [56], применяемую для расчета энергии массовых взрывов с больших глубин, они получили, что при взрыве такой мощности максимальная глубина воронки выброса могла составить 110 м. Подчеркиваются сравнительно небольшие расхождения максимумов расчетной и фактической глубины воронки; по словам авторов, реальная глубина лишь иногда достигает 150 м. Называются две главные причины расхождений: во-первых, несоответствие между работоспособностью вулканических газов и взрывчатых веществ, для которых справедлива формула Г.И. Покровского и А.А. Черниговского; во-вторых, возможная некоторая недооценка максимальной энергии разового взрыва в условиях трещины. Для образования воронки глубиной 150 м требуется энергия, превышающая расчетную в 4 раза, т.е. равная $4 \cdot 10^{13}$ Дж.

Следует отметить искусственность изложенных построений С.И. Костровицкого и Б.М. Владимира и геологическую необоснованность примеров, призванных подтвердить их точку зрения. Указывая на тождественность или даже на некоторое превышение энергии приповерхностного взрыва, сформировавшего воронку выброса, по сравнению с энергией взрыва на глубине 2 км, авторы упускают из вида весьма важное обстоятельство. Дело в том, что, рассчитывая вероятную энергию в подводящей

трещине, они задавались допустимым ее объемом ($10^4 - 10^5 \text{ м}^3$) и вычисляли количество газовой фазы, которое могло поместиться в таком объеме при соответствующих термодинамических условиях на глубине 2 км (50 МПа, 1100 °C). Вблизи земной поверхности из-за существенного снижения значений термодинамических параметров (особенно давления) те же $4,54 \cdot 10^6 \text{ н}$ моль газовой фазы, при взрыве которой могло выделиться требуемое количество энергии, займут объем 10^7 м^3 , т.е. почти всю еще не сформированную полость диатремы. Допущение о примерном сохранении объема взрывной камеры при радиальном перемещении фронта камуфлетных взрывов, естественно, влечет за собой сокращение мощности этих взрывов и, как следствие, невозможность возникновения воронок выброса глубиной 100 м и более.

На приведенном в работе С.И. Костровицкого и Б.М. Владимира [1971 г.] разрезе увенчанных воронкообразными расширениями кимберлитовых трубок "Кимберли" и "Дебирс" указаны точки предполагаемого заложения взрыва на выброс; эти точки располагаются в основании "раструбов" на горизонтах 130 и 120 м ниже современной поверхности. Создается впечатление, что данный разрез подтверждает расчеты авторов, согласно которым максимальная глубина заложения воронок выброса составляет 110 м, а в исключительных случаях и 150 м. Однако если учесть, что со времени своего образования (К) названные трубы подверглись денудации, глубина которой составляет как минимум несколько десятков метров, то этот рисунок фактически не подтверждает, а опровергает построения названных исследователей. Пример наименее эродированной кимберлитовой трубы "Мвади" с воронкообразным расширением, достигающим глубины 350 м (см. рис. 9), является прямым указанием на существование у диатрем раструбов глубиной до нескольких сотен метров.

Оценивая работу адиабатического расширения газов, выделяющихся из магматических расплавов, С.И. Костровицкий и Б.М. Владимиров опирались на вычисления Л.К. Грейтона [1949 г.] относительных объемов системы расплав–газ, изменяющихся по мере подъема магматической колонны к земной поверхности. Приняв содержание летучих в магматическом расплаве равным 4 %, а объем участующей во взрывной деятельности магмы в несколько раз превосходящим объем средней трубы, они сначала вычислили работу отдельных порций газов, выделяющихся из магмы на глубинах 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1; 0,02 и 0 км от земной поверхности. Затем суммированием этих результатов была получена общая работа адиабатического расширения газов при формировании кимберлитовой трубы средней величины — $4,2 \cdot 10^{15} \text{ н}$ Дж; число n имеет порядок единиц, в связи с чем полная работа может быть оценена в 10^{16} Дж .

Практически такую же энергию — $3,4 \cdot 10^{15} \text{ н}$ — С.И. Костровицкий и Б.М. Владимиров получили для химического по своей природе взрыва газов, выделяющихся из магмы, объем которой принимался равным некоторым объемам средней по величине диатремы. Если возможность выделения из магматических расплавов самопроизвольно взрывающихся газовых смесей сомнительна, то полученное равенство высвобождающей-

ся энергии при химическом течении процесса и при адиабатическом расширении того же количества выделяющихся из магмы газов должно быть признано ошибочным. Поскольку по условиям расчетов объем магмы ($2,4 \cdot 10^7 \text{ м}^3$) и содержание газов (4 %) в обоих случаях одинаковы, поскольку при выделении и адиабатическом расширении газов должна совершаться и одинаковая работа, которая в случае возникновения взрывчатых смесей увеличивается благодаря энергии химических превращений. Применительно к обсуждаемому варианту полученная С.И. Костровицким и Б.М. Владимировым цифра в первом приближении должна быть удвоена.

Кроме отмеченных погрешностей расчеты этих авторов содержат еще одну неточность, отражающуюся на всех выполненных ими энергетических вычислениях. Справедливо приняв в качестве максимально приближенной модели для наиболее распространенных диатрем усеченный конус, они ошибочно занизили объем средней по величине трубки. При указанных этими исследователями средних размерах ($h = 2000 \text{ м}$; $R = 150 \text{ м}$; $r = 10 \text{ м}$) объем полости равен $5,05 \cdot 10^7 \text{ м}^3$, а не $2,4 \cdot 10^7 \text{ м}^3$, в чем легко убедиться, подставив соответствующие числа в общезвестную формулу $V_{\text{ус.кон}} = (1/3)\pi h (R^2 + r^2 + Rr)$.

Для создания полости такого объема в породах со средней плотностью 2,6 г/см³ работа на преодоление силы тяжести при выносе материала на земную поверхность составит $7,1 \cdot 10^{14}$ Дж. Вынос материала в процессе разработки полости диатрем, несомненно, сопровождается дроблением пород. Энергию, затраченную на дезинтеграцию прорванных толщ, определить трудно. Эмпирическая формула, связывающая энергию разрушения горных пород с модулем упругости и сопротивлением их на разрыв и предназначенная для расчета зарядов взрывчатых веществ в горном деле [56], уже применялась для оценки энергетического баланса формирования диатрем [26 и др.], хотя геологическая и методическая правомерность такого подхода сомнительна. Дело в том, что комплекс геолого-petрологических данных определенно свидетельствует не только против возникновения диатрем в результате мощного одноактного взрыва, но и против собственно взрывного механизма их образования, включая варианты с многократными камуфлетными взрывами, фронт которых постепенно перемещается к земной поверхности (см. гл. 14, 15, 17).

Если при образовании диатрем, как и многих современных вулканов центрального типа, ведущая роль принадлежит потоку сильно сжатых и нагретых до высокой температуры газов, то в ходе такого процесса наряду с дроблением монолитных кусков пород в результате соударений полностью используется и густая сеть тектонической трещиноватости, возникшая задолго до начала вулканической деятельности. Расчленение вмещающих толщ по этим трещинам практически не требует затрат энергии: ограниченные трещинами куски пород свободно выпадают из стенок жерла, а отвалившиеся глыбы даже при легком ударе или попадании в стремительно восходящий поток раскаленных газов рассыпаются по секущим их системам трещиноватости на мелкие обломки. Куски породы, размеры которых меньше критических, выносятся из полости диа-

тремы, а более крупные опускаются со скоростью, пропорциональной их массе. Подвергаясь напрерывной "бомбардировке" захваченными потоком мелкими частицами, такие обломки неизбежно уменьшаются в объеме; сократившись до критической величины, они также выносятся из полости трубы.

При рассмотренном механизме формирования диатрем очень велики непроизводительные потери энергии, большая часть которой буквально "вылетает" в атмосферу с потоком горячих газов; КПД такого механизма разработки полостей трубок, по всей вероятности, значительно уступает аналогичному показателю взрывов ВВ на выброс и дробление горных пород. Хотя оценить потери энергии трудно, можно полагать, что КПД составляет 1 – 10 %. Косвенным подтверждением правомерности такого допущения является пример воронки у вулкана Безымянnyй. Энергия ее образования, рассчитанная по массе выброшенных пород, оказалась на два порядка, а вычисленная по эмпирическим формулам – на один порядок меньше энергии, измеренной по силе ударной волны вулканического взрыва [11, 67 и др.].

С учетом всего изложенного общая энергия процессов формирования полости средней по величине кимберлитовой трубы может быть оценена в $n \cdot (10^{15} \div 10^{16})$ Дж.

Источники и вероятные формы превращения энергии при формировании диатрем

Сам факт существования диатрем в природе является бесспорным свидетельством концентрации необходимых количеств энергии на соответствующих участках земной коры. При выборе наименее противоречивой гипотезы образования трубчатых тел кроме количественной стороны энергетики этого процесса весьма важное значение имеют вопросы об источнике энергии и "рабочем теле", обеспечивающих разработку трубчатых полостей.

Все гипотезы формирования интересующей нас категории диатрем, т.е. с существенно изверженным характером заполняющих пород, в зависимости от предполагаемого источника энергии распадаются на две основные группы. Наиболее многочисленная группа объединяет гипотезы, согласно которым источник энергии заключен в поднимающемся из глубин планеты веществе, обладающем высокими давлением и температурой и заполняющем образующуюся за счет его энергетических ресурсов трубчатую полость в приповерхностных горизонтах земной коры. Гипотезы второй группы основываются на предположении о внешнем (по отношению к глибинному веществу) источнике энергии.

Гипотезы, связывающие формирование диатрем с внутренними энергоресурсами поднимающегося с глубины вещества, различаются по видам энергии и "рабочих тел", играющих главную роль в этих процессах. По названным признакам выделяются следующие основные подгруппы гипотез,

авторы которых в своих построениях называют или, что значительно чаще, подразумевают в качестве причин возникновения диатрем: а) механическую энергию (напор) магмы или высококонцентрированного флюида, генерированного в подкоровых условиях без участия щелочно-ультраосновных расплавов, б) механическую энергию (напор) выделяющихся из магмы газов и отчасти тепловую энергию расплава, сглаживающую резкие перепады температуры газов, неизбежные при их адиабатическом расширении, в) тепловую энергию магмы, превращающуюся в механическую энергию водяного пара при соприкосновении огненно-жидких расплавов с подземными водами, г) механическую энергию газов, выделяющихся из магмы, и тепловую энергию магмы, превращающуюся в механическую энергию водяного пара при контакте расплава с подземными водами (т.е. комбинация из двух предшествующих подгрупп гипотез).

Сторонники гипотез о формировании диатрем под действием внешних источников энергии называют среди них: а) углеводороды, которые "засасываются" магмой из вмещающих пород и превращаются на контакте с ней в самодetonирующие взрывчатые смеси, б) тектонические напряжения, приводящие к пластическому течению и диапиритму в верхние горизонты земной коры сравнительно холодных первично-магматических масс или к возникновению заполненных брекчиями трещин, пересечения которых служат путями подъема магмы, выталкивающей, а также частично захватывающей и цементирующей обломочный материал.

Критический обзор существующих гипотез (см. гл. 14), а также результаты анализа физического состояния извергающегося вещества, динамики и механизма разработки и заполнения трубчатых жерл (см. гл. 16 и 17) приводят к выводу, что ведущая роль в этих процессах принадлежит газовой фазе. Об этом же свидетельствуют и расчеты гидростатической модели диатрем, особенно при ультраосновном составе заполняющих пород. Гидростатическая модель вулкана, по Ю.П. Масуренкову [35], отражает через базовое уравнение гидростатики зависимость высоты L_1 столба магматического расплава от его плотности d_1 при заданной плотности d и толщине L кристаллических оболочек Земли:

$$dL = d_1 L_1. \quad (19)$$

Для вулканов, имеющих надземные постройки, $L_1 = L + b$, т.е. общая длина канала складывается из глубины до его дна от поверхности планеты и высоты b вулканического конуса.

Для магматических колонн ультраосновного состава, которые опускаются ниже поверхности Мохо, уравнение (19) приобретает вид

$$d_2 L + d_2 l = dL + d_1 l, \quad (20)$$

где L и l – длина вертикальной магматической колонны соответственно ниже и выше уровня Мохо; d , d_1 и d_2 – плотность пород мантии, коры и магматического расплава.

Из этого уравнения следует

$$l = [(d - d_2)/(d_2 - d_1)] L. \quad (21)$$

При средней плотности вещества верхней мантии 3,4, пород земной коры 2,75 [Белоусов В.В., 1966 г.] и ультраосновных расплавов $3,3 \text{ г}/\text{см}^3$ получим $l = 0,18L$. Отсюда следует, что в платформенных областях, где обычна толщина земной коры равна 35–40 км, ультраосновные расплавы могут достигать земной поверхности под действием гидростатических сил лишь в тех случаях, если длина (глубина) магматической колонны составляет не менее 200–220 км. Зарождение ультраосновных магм на таких или близких к ним глубинах хорошо согласуется с современными петрологическими и геофизическими представлениями, однако даже относительно кратковременное существование магматической колонны, уходящей на 160–180 км в глубь мантии, более чем сомнительно. Если же учесть, что прорыв к земной поверхности требует больших избыточных давлений (см. гл. 16), то предположение о формировании диатрем под действием гидростатического напора ультраосновных магм должно быть отвергнуто как совершенно необоснованное. Неправдоподобным представляется и допущение о возникновении избыточного давления расплава вследствие тектонических напряжений, поскольку зарождение магм, по мнению большинства исследователей, происходит при снижении нагрузки, растяжении и т.п.

Необходимо отметить, что поскольку все без исключения магмы содержат то или иное количество летучих компонентов, выделяющихся при снижении термодинамических параметров системы, а на глубине первых километров от земной поверхности повсеместно циркулируют подземные воды, неизбежно вскипающие на контакте с расплавами, поэтому представления о формировании диатрем под напором лишь магматического расплава вообще должны быть отнесены к категории умозрительных.

Признание ведущей роли газов решает, в частности, также и проблему о механизмах получения избыточных давлений, необходимых для образования трубчатых полостей, за счет внутренних ресурсов даже наиболее "тяжелых" ультраосновных магм. Принципиальная возможность существенного повышения давления в системе вследствие выделения части растворенных в магме газов при снижении ее термодинамических параметров вытекает из экспериментальных данных по исследованию изменчивости давления в столбе жидкости в результате всплыивания в нем газовых пузырей.

Каждый газовый пузырек в нижней части столба жидкости находится под давлением, равным произведению плотности жидкости на высоту ее столба. Всплыv в верхнюю часть камеры, газовый пузырек уже не подвергается давлению нагрузки и стремится расширяться, но в условиях замкнутого сосуда увеличение объема невозможно, и поэтому такое стремление реализуется в увеличении давления в верхней части камеры до первоначального давления в ее нижней части, что в свою очередь приводит к повышению давления в нижней части камеры в 2 раза [Чекалюк Э.В., 1970 г.]. Резкое повышение давления происходит и при достижении магмой насыщенных подземными водами горизонтов земной коры.

Количество газов, требующихся для образования траповых трубок

глубиной 2–5 км, определил Л.Г. Страхов [67]. Он рассчитал, что необходимая работа может быть совершена при адиабатическом расширении нагретых до 1100 °С и сжатых до 200–400 МПа (термодинамические условия, предполагаемые в очаге перед взрывом) вулканических паров массой 10^7 т при глубине трубы 2 км и 10^9 т при глубине 5 км. При содержании 3 % летучих в магме и полном обособлении их от расплава объем пиромагмы, необходимый для формирования трубок глубиной 2–5 км, оценен в 10^8 – 10^{10} м³. Отметив далее, что из-за бедности базальтовых магм летучими компонентами и недостаточности размеров трапповых силлов требуемые скопления вулканических газов в апикальных частях пластовых интрузий возникнуть не могут, Л.Г. Страхов сделал вывод о невозможности образования трубок взрыва над силлами основных пород.

Отвергается также взрывоподобный прорыв к земной поверхности паров воды и газов, появляющихся на контакте трапповой магмы с газоводными смесями, которые содержатся в трещинах и порах горных пород. Отрицание данного процесса как возможного механизма формирования диатрем мотивируется незначительным количеством таких смесей в зоне непосредственного контакта с расплавом и лишь постепенным прогревом более удаленных участков осадочных толщ, вследствие чего не обеспечивается взрывоподобный процесс, равновеликий по энергии с работой по образованию трубок.

Л.Г. Страхов пишет: "Для того чтобы произошел вулканический взрыв, необходимо очень быстрое, почти мгновенное расширение достаточно большой массы вулканических газов. Это достижимо тремя путями: внезапным раскрытием широкой трещины, через которую магматические газы из очага получат выход на поверхность и возможность для неограниченного расширения; прорывом пород кровли очага с раздроблением и выбросом обломков через образовавшуюся трубку или воронку; комбинацией из двух предыдущих способов, т.е. раскрытием трещины над очагом, проникновением газов и пиромагмы в трещину и прорывом ими верхнего нетрещиноватого слоя с образованием трубо- или воронкообразного отверстия" [67, с. 77].

Не подвергая сомнению корректность энергетических расчетов Л.Г. Страхова, следует отметить внутреннюю противоречивость его представлений о причинно-следственной связи вулканических процессов, завершающихся образованием диатрем, и в первую очередь отсутствие четких разграничений причин и следствий рассматриваемых явлений. Так, если в первом из названных путей, приводящих к вулканическим взрывам, подразумевается, что роль "спускового крючка" играют внешние причины: тектонические напряжения или глубинные процессы, относительно которых вулканализм и тектоника являются следствиями, то второй путь в причинно-следственном отношении представляет собой замкнутый круг: для взрыва ("почти мгновенного расширения достаточно большой массы газов") требуется опережающий прорыв кровли с выбросом обломков и образованием трубчатого канала, но ведь сам прорыв и возникновение диатремы невозможны без взрыва (!).

С.И. Костровицкий и Б.М. Владимиров [1971 г.] предполагают, что выделение газов в количестве 4 % от кимберлитового расплава в объеме трубы достаточно в энергетическом отношении для дробления и измельчения соответствующего объема вмещающих пород. При этом указываются два возможных, по их мнению, способа проявления газами взрывной деятельности: 1) скачкообразное адиабатическое расширение газов в результате быстрого снятия давления с системы расплав—газ; 2) образование из выделяющейся газовой фазы бинарных систем, химическое взаимодействие между которыми характеризуется цепным механизмом взрыва.

В первом из способов указывается механизм, но не называется причина вы свобождения энергии (не раскрывается, что же привело к "быстро му снятию давления с системы расплав—газ"). Более того, один из авторов, развивая гипотезу формирования трубок в процессе многократно повторяющихся камуфлетных взрывов, фронт которых перемещается по нормали вверх к земной поверхности, фактически сам отказывается от адиабатического расширения газов как ведущего механизма образования диатрем [26].

Предположения о том, что главной причиной вулканических взрывов являются цепные химические реакции в смесях вулканических газов (водорода, хлора и др.) высказывались и ранее [Гущенко И.И., 1962 г. и др.]. Однако многолетние наблюдения за современными вулканами не дают оснований для допущения не только ведущей, но даже сколько-нибудь заметной роли таких реакций в механизме и энергетике вулканических извержений. При справедливости указанного предположения в выбрасываемых вулканами облаках взрыва неизбежно должны были бы присутствовать значительные концентрации хлористого водорода. В действительности этого нет. Даже при катастрофическом извержении вулкана Безымянного в 1956 г. содержание хлора в атмосфере достигло лишь 0,106 мг/л, в то время как количество углекислоты и сернистого газа было в 2–3 раза больше, чем хлористого водорода [Горшков Г.С., 1956 г.]. Нет указаний на существенно большую концентрацию взрыво-способных компонентов и в составе газовых выбросов древних вулканов.

Таким образом, хотя ведущая роль газов при формировании диатрем несомненна, адиабатическое расширение и химические взрывы выделяющиеся из магмы летучих компонентов, выдвигающиеся в качестве главнейшего механизма рассматриваемых процессов, весьма уязвимы в теоретическом отношении и не подкрепляются фактическими данными. Альтернативной изложенным представлениям является гипотеза фреатомагматического происхождения трубок взрыва, которая, подобно всем ранее выдвигавшимся концепциям, имеет как сторонников [92, 93 и др.], так и научных противников [67 и др.].

Не останавливаясь на обсуждении общих хорошо известных положений фреатомагматической гипотезы, коснемся ее энергетических аспектов и в случае непротиворечивости полученных результатов оценкам энергетических затрат на образование диатрем рассмотрим оптимальные геоло-

гические условия для соответствующих превращений энергии. Расчеты целесообразно выполнить на примере диатрем, сформированных ультраосновными и щелочно-ультраосновными расплавами, поскольку их меньшие по сравнению с трубчатыми телами более кислых пород размеры иногда объясняются как свидетельство повышенной трудности подъема и прорыва к земной поверхности таких магм. В первом приближении ультраосновные и щелочно-ультраосновные расплавы по составу и теплофизическим свойствам могут быть отождествлены с пиролитом, теплота плавления которого равна 503 Дж/г, теплоемкость 1,26 Дж/(г·°С), температура солидуса 1300 °С, температура ликвидуса 1500 °С. Плотность расплава, неизбежно содержащего летучие компоненты, принимается равной 3,2 г/см³.

Расчеты показывают, что в процессе охлаждения 1 см³ расплава с вышеприведенными теплофизическими свойствами от 1500 до 360 °С общее количество выделившегося тепла составит около 6285 Дж. На глубине 2 км, соответствующей уровню заложения средней диатремы, при геотермическом градиенте 33 м/°С температура равна 60 °С, гидростатическое давление 20 МПа, температура кипения воды около 360 °С. В этих условиях для превращения в пар 1 г воды требуется примерно 3520 Дж. Отсюда можно заключить, что 1 м³ ультраосновного расплава при охлаждении от 1500 до 360 °С и при сопутствующей кристаллизации выделяет такое количество тепловой энергии, которое достаточно для превращения в пар 1,76 т воды при термодинамических параметрах, вероятно господствующих в платформенных областях на глубине 2 км от земной поверхности. Водяной пар массой 1,76 т при давлении 20 МПа занимает объем около 5,4 м³. Трехкратное увеличение объема, сопровождающее переход воды из жидкого состояния в газообразное, вызывает резкое повышение давления, вследствие чего пар устремляется вверх, пробивая себе путь в толще перекрывающих пород осадочного чехла.

В процессе движения среди толщ горных пород с температурой, не превышающей нескольких десятков градусов Цельсия, и расширения в условиях снижающегося общего давления по мере приближения к земной поверхности температура газа неуклонно падает. Изменение давления с 20 до 0,1 МПа у идеального газа с первоначальной температурой 633К привело бы к снижению ее до 3К. Однако для водяного пара температурный режим процесса иной: потери тепла, связанные с прогревом окружающих толщ горных пород и с расширением пара, вызывают частичную его конденсацию, сопровождающуюся выделением тепла, за счет которого у остальной части пара температура поддерживается на точке кипения воды при соответствующих давлениях. Благодаря высокой теплоте испарения – конденсации (2258 Дж/г при 100 °С) при конденсации 1 г воды выделяется такое количество тепла, которое достаточно для нагрева 1100 г водяного пара на 1 °С.

Изложенное позволяет заключить, что в первом приближении из 1,76 т пара, возникающего при соприкосновении 1 м³ ультраосновного расплава с подземными водами на глубине 2 км, земной поверхности достигает лишь около 1,32 т. Этот пар, вырываясь в атмосферу с температурой

100 °C, уносит с собой $35,2 \cdot 10^8$ Дж, из которых по условию (начальная температура воды 60 °C) от магмы получено $33,1 \cdot 10^8$ Дж. На работу адиабатического расширения уходит примерно $19,3 \cdot 10^8$ Дж. Близкое значение ($4,4 \cdot 10^8$ Дж) получается и при вычислении этой работы по формуле

$$A = \frac{\gamma}{\gamma - 1} p_1 V_1 \left(1 - \frac{p}{p_1} \cdot \frac{\gamma - 1}{\gamma}\right), \quad (22)$$

где p_1 и V_1 – давление и объем газовой фазы в начале процесса; p – давление в конце процесса; γ – показатель политропы, для трехатомных газов (следовательно, и для воды) $\gamma = 1,33$.

Прогрев пород на пути подъема водяного пара к земной поверхности поглощает существенное, но не поддающееся уверененным оценкам количество тепла. Оно заимствуется у первых порций пара, что сопровождается его конденсацией, уменьшающей относительный объем выбросов пара в атмосферу, а также у ювенильных летучих компонентов, несомненно присутствующих в магматических расплавах и неизбежно выделяющихся при их охлаждении.

Согласно приведенным в начале этой главы расчетам на разработку полости средней по величине кимберлитовой трубы, даже с учетом больших (90–99 %) непроизводительных потерь энергии, требуется $n \cdot (10^{15} \div 10^{16})$ Дж. Такая работа совершается при адиабатическом расширении поднимающихся с глубины 2 км до земной поверхности $n \cdot (10^6 \div 10^7)$ т водяного пара, возникающего на контакте с $n \cdot (10^6 \div 10^7)$ м³ ультраосновного расплава. Полученный объем магматического расплава, который может обеспечивать энергетику процесса, на порядок меньше или приближается к объему средней кимберлитовой диатремы ($5,05 \cdot 10^7$ м³), и с этих позиций выполненные оценки принципиальных возражений не вызывают. Теперь необходимо рассмотреть геологическую обстановку подобных энергетических переходов и, в частности, возможность вовлечения в процесс достаточно больших масс подземных вод.

Геологическая обстановка энергетических переходов и закономерности размещения диатрем

Результаты всестороннего изучения условий залегания, локализации, вещественного состава и многих других геологических особенностей трубок взрыва позволяют сделать вывод, что эти тела возникают в итоге газовой проработки наиболее ослабленных участков земной коры в нарушенных зонах, располагающихся в блоках с изометрической по ориентировке и густой трещиноватостью. При решении вопроса об источнике газов в объеме, достаточном для такой проработки, приходится исключить предположение о преимущественно ювенильной их природе, поскольку в противном случае пришлось бы допустить, что магмы на 80–90 %

состоит из газов, а это противоречит наблюдаемым структурам и текстурам вулканитов. Альтернативная гипотеза предусматривает трансформацию тепловой энергии магмы в механическую работу водяного пара, возникающего на контакте магматических расплавов с подземными водами. Высказывались сомнения в эффективности такого механизма формирования диатрем в связи с ограниченным содержанием газоводных смесей в порах и трещинах горных пород [67]. Вопрос принципиальный и поэтому заслуживает детального обсуждения.

Замечание об ограниченных запасах влаги в порах и кавернах осадочных пород, залегающих в зоне интенсивного температурного воздействия магмы, справедливо. В таких условиях, по всей вероятности, возникают отдельные, обычно мелкие и не связанные с диатремами дайки и штокобразные тела, которые поднимаются по сингенетичным с ними тектоническим нарушениям довольно близко к земной поверхности и не сопровождаются эксплозивной деятельностью. Однако из характеристики геологического положения и структурного контроля пространственного размещения диатрем следует, что эти тела возникают в иной геоструктурной и, по-видимому, гидрогеологической обстановке.

В интересующем нас аспекте особенности геологических позиций трубок взрыва могут быть суммированы на примерах кимберлитовых и пикритовых полей, которые отличаются многочисленностью и высокой площадной концентрацией диатрем, что благоприятствует выявлению статистических закономерностей. Главнейшей особенностью пространственного размещения трубок взрыва в границах отдельно взятого поля наряду с локализацией их в виде линейных и изометрических групп является четкая приуроченность большинства диатрем к долинам современных и древних водотоков. При этом из рассмотрения должны быть исключены поля, на территории которых присутствуют бронирующие рельеф мощные интрузивные образования с неизбежной для них контракционной отдельностью, которая существенно отличается по ориентировке и густоте от тектонической трещиноватости рамы. Попытки установить зависимость пространственного размещения трубок взрыва и гидросети на примере таких районов могут привести к ложной корреляции, поскольку на развитие водотоков здесь сильнейшее влияние оказывают высокая механическая прочность интрузивных пород и не имеющая прямой связи с историей геологического развития региона контракционная отдельность магмитов.

В тех случаях, когда поиски кимберлитов и пикритов проводятся только с помощью шлихового опробования по минералам-спутникам, указанная тенденция размещения диатрем может искусственно усиливаться в результате большей легкости обнаружения трубок данным методом на днищах и бортах долин по сравнению с водораздельными пространствами. Однако примеры нескольких хорошо изученных полей, где поиски велись различными методами, в том числе и не зависящими от рельефа или мощности перекрывающих трубки покровных осадочных образований, не оставляют сомнений в наличии такой тенденции.

С геологических позиций причинно-следственная связь обсуждаемых

явлений вполне естественна: общеизвестно, что при заложении гидросети широко используются тектоническая трещиноватость горных пород, ослабленные зоны и другие дизъюнктивные нарушения земной коры [46 и др.], а в последние годы установлено, что эти дислокации контролируют также и размещение диатрем [41]. Поскольку участки сильнотрещиноватых раздробленных пород в земной коре за редкими исключениями служат аккумуляторами подземных вод, поскольку внедрение в них поднимающихся из подкоровых глубин магматических расплавов неизбежно "включает" механизм прерывисто-непрерывного процесса парообразования. Взрывоподобные выбросы пара в направлении наименьшего давления вверх по зоне трещиноватости к земной поверхности чередуются и частично перекрываются во времени с подтоком новых порций подземных вод из прилежащих участков вмещающего магму дизъюнктивного нарушения.

Широкое вовлечение подземных вод в эксплозивную и гидротермальную деятельность устанавливается при изучении областей современного вулканизма. Некоторое представление о масштабах таких явлений может дать пример небольшого современного вулкана Эбеко (о. Парамушир): даже спустя 22 года после рядового извержения с этим вулканом связаны фумаролы и термальные источники, общий дебит которых по неполным данным составляет более 2 т/с или около 64 млн. т/год, а суммарная тепловая мощность по минимальным оценкам близка к 10^8 Вт [58]. Согласно расчетам примерно такая же масса водяного пара необходима и достаточна для того, чтобы в процессе адиабатического расширения совершил работу по формированию полости средней кимберлитовой трубы. В начале и середине вулканической активности объем воды, вовлекаемой в процесс за единицу времени, был значительно (на один-два порядка) выше и, следовательно, необходимое количество пара могло образоваться из нее за достаточно короткое время (несколько суток или недель).

Следует отметить, что фактор времени как требование обязательной быстротечности процесса играет исключительно важную, по существу решающую роль при допущении взрывного (особенно одноактного) механизма образования диатрем, но не имеет столь жестких ограничений в случае формирования полостей трубок в результате гораздо более продолжительного (сутки–недели) истечения сильно сжатых и нагретых газов. С учетом ограниченности дебита даже самых насыщенных водой дизъюнктивных нарушений земной коры и сравнительно малой мощности (метры, реже первые десятки метров) разрывных дислокаций, которые служат подводящими путями подъема магмы до корневых частей хорошо изученных трубок, генерация огромных количеств (10^6 – 10^7 т) пара в течение секунд и даже минут практически невозможна.

За соизмеримый отрезок времени невозможно и выделение соответствующих количеств летучих компонентов из магмы. Летучие отделяются от расплава главным образом вследствие снижения давления при подъеме магмы в верхние этажи земной коры. По расчетам Л.К. Грейтона [1949 г.], на глубине заложения трубок (2–2,5 км) освобождается примерно половина общего количества летучих, что при исходном содержании 3–4 %

составляет 1–2 % от массы расплава. При допустимых размерах (10×500 м) подводящего канала у средней по величине кимберлитовой диатремы и при интервале глубин эффективного газоотделения 500 м масса газовой фазы может составить 10^4 – 10^5 т, что примерно на два порядка меньше количества, необходимого для формирования полости трубы с помощью любого, особенно взрывного, механизма процесса.

Следует отметить также, что представления Э.В. Чекалюка [1970 г.] о повышении давления в системе в результате выделения и всплыивания в расплаве газовых пузырьков справедливы, по всей вероятности, лишь для сравнительно небольших градиентов термодинамических условий. Если же первые порции газовых пузырей, поднявшись к головной части магматической колонны, вызовут значительное повышение давления, то тем самым процесс дегазации магмы будет приостановлен до тех пор, пока в силу каких-либо причин (утечки газа, подъема расплава ближе к земной поверхности и т.п.) давление снова опустится до необходимых значений.

Вывод о заметной продолжительности (сутки–недели) процессов по генерации необходимого для образования диатрем количества пара на контакте подземных вод с магматическими расплавами вполне согласуется с наблюдаемой длительностью формирования современных вулканов и с оценками аналогичной характеристики древних вулканических аппаратов (см. гл. 11 и 17). Отмечаемое обычно в первой половине эксплозивной деятельности неуклонное возрастание напряженности извержений связано, по всей вероятности, не только с поступлением возрастающего количества магмы через расширенные вулканическими взрывами апикальные части "магмоводов", но также и с вовлечением в процесс все большего объема подземных вод, в частности из прорванных (и, следовательно, дренируемых жерлами) водоносных горизонтов.

Превращение тепловой энергии магматических расплавов в механическую работу водяного пара на контакте магматической колонны с подземными водами сопровождается застыванием, дроблением, захватом и выносом к земной поверхности восходящими потоками пара некоторой части эндогенного вещества, а также насыщением парами воды, снижением температуры кристаллизации и общим охлаждением остальной части расплава.

С изложенных позиций получают удовлетворительное объяснение многие широко известные, но при ином подходе труднообъяснимые факты. Рассмотрим важнейшие из них. Одной из характерных особенностей даже соседних трубок является разная глубина перехода в подводящие дайки. Вместе с тем очевидно, что если бы трубы возникали как результат бурного выделения летучих компонентов из магмы на глубине с оптимальным давлением вышележащих толщ, то все близкие по возрасту тела одного района имели бы примерно одинаковую глубину от соответствующей палеоповерхности. Примеры детально изученных располагающихся в непосредственной близости (0,1–0,3 км) диатрем, глубина трансформации которых в дайки различается на многие сотни метров ("Мир" – "Спутник", "Кимберли" – "Святой Августин" и др.), не только противоречат

указанной точке зрения, но фактически отвергают единственную ее геологическую предпосылку. И напротив, глубина участков с максимальным дебитом подземных вод, приуроченных к разрывным нарушениям, карстовым полостям и другим структурам, на территории даже небольшого по размерам поля, как правило, различна, а значит, с позиций фреатомагматической гипотезы в общем случае должна быть разной и глубина заложения (перехода в дайки) каждой отдельно взятой диатремы.

Низкотемпературный характер воздействия на окружающие трубку толщи и на захваченные вулканитами ксенолиты вмещающих пород принято связывать с охлаждением расплава в итоге адиабатического расширения выделяющихся из него газов. При этом упускаются из вида по крайней мере два важных обстоятельства. В системе расплав – газ основным теплоносителем является, естественно, расплав, и поэтому выделение из магмы 3–4 % летучих компонентов лишь ненамного снижает количество аккумулированной в ней тепловой энергии. При этом понижения температуры самого расплава в принципе не должно происходить, поскольку расширение вулканических газов (с тем или иным приближением режима к адиабатическому) осуществляется только на пути их к земной поверхности, т.е. на удалении от материнского расплава, где влиять на его температуру газы уже не могут. Указанных противоречий не возникает, если допустить превращение значительной части тепловой энергии магмы на контакте ее с подземными водами в механическую работу водяного пара, одновременно с чем падает общая температура системы и понижается температура затвердения магматического расплава в результате насыщения его водяным паром.

Типичная для кимберлитов и комагматических им порфировых ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород сильная (нередко почти полная) серпентинизация хорошо согласуется с большим количеством воды в магме, но резко противоречит представлениям о выделении большей части летучих из магмы и, следовательно, обезвоживании ее при формировании диатрем. Фреатомагматическая гипотеза, наоборот, не только указывает источник "рабочего тела" для образования полостей трубок, но и аргументирует неизбежность обогащения расплава водяным паром.

Необходимо отметить также, что среди множества гипотез о происхождении диатрем (см. гл. 14) лишь фреатомагматическая в качестве обязательного условия предусматривает и объясняет причинно-следственную связь локализации трубок взрыва и водонасыщенных, главным образом дизъюнктивных, дислокаций земной коры. Отсюда следует, что наблюдаемая приуроченность большинства диатрем к долинам современной и древней гидросети, а также к не использованным поверхностным водотокам, но аккумулирующим подземные воды зонам трещиноватости получила теоретическое объяснение и поэтому может быть переведена из разряда эмпирических тенденций в категорию научно обоснованных закономерностей. Одним из практических следствий изложенных представлений может быть вывод о выделении долин современной и древней гидросети в качестве первоочередных участков для поисков алмазоносных диатрем в пределах как уже известных, так и новых кимберлитовых полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге обобщены материалы по геоструктурному положению, морфологии, внутреннему строению, вещественному составу и другим особенностям трубчатых тел, рассмотрен обширный круг вопросов, связанных с механизмом и условиями образования диатрем. Особое внимание при этом уделялось анализу термодинамических и физических параметров формировавшего трубки вещества, динамике, энергетике, механизму разработки и заполнения полостей диатрем, а также геологическим условиям, благоприятствующим их локализации. Основные выводы в плане главнейших задач проведенных исследований могут быть сформулированы следующим образом.

1. Трубчатые тела, сложенные порфировыми ультраосновными, щелочно-ультраосновными, основными, средними, кислыми породами, карбонатитами, а также эруптивными брекчиями и туфобрекчиями этих пород, не имеют принципиальных различий по условиям залегания, морфологии и внутреннему строению, что дает основание относить все такие тела к единой по условиям формирования группе геологических образований — к диатремам.

2. Поскольку продукты извержения современных вулканов по составу и структурно-текстурным особенностям идентичны горным породам, заполняющим большинство диатрем (за исключением кимберлитовых), постольку все диатремы с достаточным основанием могут рассматриваться как вскрытые эрозией подводящие каналы и жерла древних вулканических аппаратов центрального типа.

3. При определенной изменчивости контуров диатрем в плане и вертикальных разрезах генеральные морфологические особенности этих тел позволяют с тем или иным приближением параллелизовать их с правильными или несколько сплюснутыми усеченными конусами, обращенными меньшим сечением вниз. Наименее эродированные трубки венчаются воронкообразными раструбами, вокруг которых на земной поверхности иногда сохраняются реликты извергнутого материала, по всей вероятности слагавшего надземные постройки ныне разрушенных вулканических аппаратов.

4. Размеры трубок, включая площадь в плане и глубину заложения, не имеют четкой зависимости от состава заполняющих пород. Вместе с тем определенное превышение по средним размерам траповых диатрем над трубками, сложенными другими породами, не может считаться случайным и связано, вероятно, с наибольшими объемами генерирующихся в подкоровых глубинах и достигающих земной поверхности магм основного состава.

5. Диатремы в общем случае тяготеют к ослабленным участкам земной коры, которые обладают повышенной проницаемостью и поэтому служат путями подъема глубинного вещества к земной поверхности. Такими участками являются обычно блоки с густой и изометричной по ориентировке тектонической трещиноватостью горных пород, а в их пределах — наиболее трещиноватые зоны и места пересечения дисьюнктивных дислокаций.

6. На площадях массового распространения трубок они располагаются преимущественно в виде линейных групп и более или менее изометричных "кустов". При этом разновеликие диатремы размещаются без видимой закономерности как относительно центра или границ площади в целом, так и в пределах локальных групп.

7. Среди заполняющих трубы вулканогенных образований, возникающих в процессе извержения магматических расплавов различного (от ультраосновного до кислого) состава, выделяются следующие текстурно-генетические группы: порфировые магматиты массивного или миндалекаменного сложения, их эруптивные брекчи и туфобрекчи, а также крайне разновидности туфобрекций — ксенотуфобрекции, в составе которых изверженный материал находится в подчиненном или исчезающем малом количестве. Туфобрекчи и ксенотуфобрекчи наиболее характерны для верхних горизонтов слабо эродированных диатрем.

8. Период формирования диатрем распадается на два основных неразрывно связанных и частично перекрывающихся во времени этапа, первый из которых по ведущему процессу должен быть назван разработкой полости трубы, а второй — ее заполнением.

9. Продолжительность вулканических извержений при формировании диатрем даже простого строения составляет, вероятно, от нескольких суток до многих недель и месяцев. Представления об одноактном внедрении и почти мгновенном (минуты) застывании глубинного вещества в пробитых им трубообразных каналах вблизи земной поверхности не подтверждаются геологическим строением древних диатрем и противоречат наблюдаемой длительности формирования вулканических жерл, возникающих в наши дни.

10. Собственно взрывы, т.е. явления, обусловленные мгновенным повышением и последующим снижением давления, при разработке полостей диатрем, по-видимому, не играют сколько-нибудь заметной роли. Ведущим механизмом этого процесса, по всей вероятности, является истечение сильно сжатых и нагретых газов, что приводит к термомеханической абразии прорванных толщ и к постепенному превращению (разработке) трещинного канала в трубообразный. Отсюда следует, что широко распространенное в литературе словосочетание "трубки взрыва", несмотря на образность и глубокие исторические корни, не вполне оправдано с генетических позиций.

11. Образование диатрем происходит за счет энергетических ресурсов поднимающихся из подкоровых глубин магматических расплавов, но в

качестве рабочего тела выступают преимущественно газы, среди которых ведущая роль принадлежит, по всей вероятности, парам воды, возникающим на контакте магмы с подземными водами. Фреатомагматическая гипотеза происхождения диатрем позволяет рассматривать как вполне закономерные явления многие хорошо известные, но при другом подходе труднообъяснимые факты: низкотемпературный характер контактowego метаморфизма вмещающих трубки пород и ксенолитов; обилие гидроксилсодержащих вторичных минералов в вулканитах, несмотря на огромные потери газов при формировании диатрем; разную глубину заложения даже соседних трубок; приуроченность большинства диатрем к долинам современной и древней гидросети.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаян Г.Д., Молчанов Ю.Д., Саврасов Д.И. Отражение разломной тектоники Малоботубинского района в гравитационном поле. – В кн.: Применение геофиз. методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск, Якутск. кн. изд-во, 1976, с. 97–100.
2. Базилевский А. Т. Расчет температуры дайки слюдяного перидотита в момент внедрения. – Геохимия, 1966, № 8, с. 1004–1005.
3. Бессолицын Е.П. О происхождении рудовмещающих форм железорудных месторождений Ангаро-Илимского района. – В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. М., Недра, 1970, с. 161–168.
4. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М., Наука, 1976. 244 с.
5. Боткунов А.И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке "Мир". – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, вып. 4, с. 424–435.
6. Васильев В.Г., Ковальский В.В., Черский Н.В. Проблема происхождения алмазов. Якутск, Якутск. кн. изд-во, 1961. 150 с.
7. Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Т.П. Геология и петрофикация изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М., Наука, 1971. 242 с.
8. Вулканические трубы взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара / Р.Б. Баратов, М.М. Кухтиков и др. – Душанбе, Дониш, 1970. 114 с.
9. Галимов Э.М. Кавитация как механизм синтеза природных алмазов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1, с. 22–37.
10. Геология, петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Якутск, изд-во Якутск. филиала СО АН СССР, 1976. 180 с.
11. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения. М., Наука, 1965. 121 с.
12. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовыми методом по цирконам. – Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175–179.
13. Зольников Г.В., Егоров О.С. Полосчатые текстуры в кимберлитовых породах из некоторых трубок Якутии. – Геология и геофизика, 1970, № 5, с. 64–71.
14. Зуев П.П. Кимберлитоподобные породы Центральноалданского района и некоторые их геолого-структурные особенности. – Геология и геофизика, 1973, № 5, с. 40–48.
15. Изаров В.Т., Харьков А.Д., Черный Е.Д. О возрасте кимберлитовых тел Дальнего-Алакитского района. – Геология и геофизика, 1963, № 9, с. 102–111.
16. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978. 352 с.
17. Калмыков Н.Т. О вулканических трубках Минусинского межгорного прогиба. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 80–88.
18. Каминский Ф.В. Щелочно-базальтоидные брекчии Онежского полуострова. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 50–59.
19. Каминский Ф.В. Гранатовые щелочные базальтоиды района Шаварын-Царам (МНР) и условия их образования. – Геология и геофизика, 1980, № 3, с. 23–35.
20. Каминский Ф.В., Потапов С.В. Петрографо-минералогическая характеристика кимберлитовых пород Инглийского района. – Геология и геофизика, 1969, № 1, с. 50–55.
21. Кережинская В.В., Девяткин Е.В., Дашибава З. Кайнозойские базальты Тарятской впадины (МНР). – Геология и геофизика, 1975, № 4, с. 3–14.

22. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы / В.А. Милашев, М.А. Крутоярский и др. – М., Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
23. Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. – Л., Изд-во Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, 1971. 164 с.
24. Ковальский В.В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М., Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
25. Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков. – Геохимия, 1978, № 7, с. 1004–1014.
26. Костровицкий С.И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. Новосибирск, Наука, 1976. 96 с.
27. К характеристике трубок взрыва Малоботубинского района / А.Д. Харьков, Е.И. Борис и др. – Сов. геология, 1972, № 8, с. 51–65.
28. Латынина Л.А. Тепловая конвекция в оболочке Земли. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 9, с. 1085–1098.
29. Лучицкий И.В. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 10, с. 94–97.
30. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1, 2. М., Наука, 1971. 480 с., 383 с.
31. Магматические образования северо-востока Сибирской платформы (геология, петрография, минералогия и геохимия). Якутск, Изд-во Якутск. филиала СО АН СССР, 1975. 252 с.
32. Магнитцкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965. 379 с.
33. Макдоналль Г. Вулканы. М., Мир, 1975. 431 с.
34. Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского водородного поднятия. Якутск, Якутск. кн. изд-во, 1974. 120 с.
35. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М., Наука, 1979. 220 с.
36. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л., Недра, 1965. 160 с.
37. Милашев В.А. Кимберлиты и близкие к ним породы Куонамского района. – Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Сер. регион. геол., 1968, вып. 13, с. 5–31.
38. Милашев В.А. Причины расхождения результатов определения абсолютного возраста кимберлитов с геологическими данными о времени их образования. – Там же, 1968, вып. 12, с. 181–188.
39. Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., Недра, 1972. 176 с.
40. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. Л., Недра, 1974. 238 с.
41. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. Л., Недра, 1979. 183 с.
42. Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений. Л., Изд-во Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, 1974. 104 с.
43. Минералогия и геохимия кимберлитовых и трапповых пород. Якутск, Изд-во Якутск. филиала СО АН СССР, 1979. 112 с.
44. Михеенко В.И. Механизм образования кимберлитовых трубок. – Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 2, с. 428–430.
45. Михеенко В.И., Ненашев Н.И. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии. – В кн.: Труды IX сессии комиссии по определению абсолют. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 146–164.
46. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей / И.Г. Гольбрайх, В.В. Забалуев и др. Л., Недра, 1968. 152 с.
47. Наседкин В.В., Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Особенности эволюции силикатного вещества в зависимости от состава, давления и температуры (по данным эксперимента при высоких P и T). – В кн.: Вулканализм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969, с. 126–131.

48. Некрасов И.Я., Горбачев Н.С. О возможном механизме образования кимберлитов. – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 181–184.
49. Никитин Б.М. Деформация вмещающих пород при формировании кимберлитовых трубок. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 41–49.
50. Новиков Л.А., Слободской Р.М. Механизм формирования диатрем. – Сов. геология, 1978, № 8, с. 3–14.
51. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы / А.Ф. Станковский, Е.М. Веричи и др. – Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 6, с. 1456–1460.
52. Павлов А.Л., Слободской Р.М. Механизм извержения вулкана Тятя в 1973 г. – Геология и геофизика, 1976, № 6, с. 46–53.
53. Петро графия и минералогия кимберлитовых пород Якутии / А.П. Бобриевич, И.П. Илупин и др. М., Недра, 1964. 191 с.
54. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита / Т.В. Билибина, А.Д. Дацкова и др. М., Недра, 1967. 264 с.
55. Петрология ультраосновных включений в трубке взрыва "Тувиш" (Южный Гиссар)/В.А. Кутолин, В.М. Фролова и др. – Геология и геофизика, 1973, № 6, с. 37–44.
56. Покровский Г.И. Взрыв. М., Недра, 1967. 174 с.
57. Признаки алмазоносности щелочных базальтоидов севера Русской платформы / Ф.В. Каминский, Ю.А. Клюев и др. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 939–941.
58. Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959. 510 с.
59. Распределение алмазов на глубоких горизонтах одной из кимберлитовых трубок Якутии / В.В. Зуенко, Н.С. Маковская и др. – Геология и геофизика, 1973, № 4, с. 7–14.
60. Ревердатто В.В. Температура формирования гипербазитов в связи с тектоническими условиями. – В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., Наука, 1968, с. 235–236.
61. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964. 440 с.
62. Саврасов Д.И. О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов. – Труды Якутск. филиала СО АН СССР. Сер. геол. М., Наука, 1963, с. 17–19.
63. Селиванов Б.П., Шнейzman В.М. Вязкость шлаков системы $\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{CaO}$. – Металлург, 1937, № 10, с. 17–22.
64. Серенко В.П., Харьков А.Д. Новые данные о термальном воздействии кимберлитовой магмы на ксенолиты вмещающих пород. – Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 94–101.
65. Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов. – Геология и геофизика, 1960, № 1, с. 7–22.
66. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974. 262 с.
67. Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1978. 118 с.
68. Страхов К.И. Основы теории и расчета пневматических транспортных установок. М.–Л., ОНТИ, 1934. 112 с.
69. Трубки взрыва Онежского полуострова / А.Ф. Станковский, М.А. Данилов и др. – Сов. геология, 1973, № 8, с. 69–79.
70. Уханов А.В., Малышева Т.В. Прогревание ультраосновных ксенолитов в кимберлитовой магме (по данным мёссбауэровских спектров ^{57}Fe в ортопироксенах). – Геохимия, 1973, № 10, с. 1467–1472.
71. Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5–23.
72. Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитонова Т.А. Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования. – Геохимия, 1976, № 4, с. 475–489.
73. Францессон Е.В. Об особенностях строения кимберлитовых полей. – Геология рудных месторождений, 1976, № 4, с. 66–69.

74. Ханукаев А.Н. О физической сущности процесса разрушения пород взрывом. — В кн.: Вопросы теории разрушения горных пород действием взрыва. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 7—44.
75. Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношение вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. — В кн.: Механизм интрузии магмы. М., Мир, 1972, с. 160—173.
76. Харьков А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М., Недра, 1978. 136 с.
77. Харьков А.Д., Прокопчук Б.И. К вопросу о происхождении слоистых пород в кимберлитовой трубке "Айхал". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 11—15.
78. Шамишина Э.А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск, Наука, 1979. 151 с.
79. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968. 231 с.
80. Шербина В.В. Новые данные по физикохимии силикатных расплавов. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., Наука, 1972, с. 30—35.
81. Щукин В.Н., Минорин В.Е., Харьков А.Д. Тектонический контроль, стадийность формирования и алмазоносность кимберлитов Малоботуобинского района. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., Наука, 1972, с. 171—177.
82. Bailey D.K. Temperature and vapor composition in carbonatite and kimberlite. — Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1963—1964, Washington, p. 79—81.
83. Birkenmajer K. Geotectonic aspects of the Beerenberg Volcano eruption 1970. Jan Mayen Island. — Acta Geol. Pol., 1972, v. 22, N 1, p. 1—15.
84. Cloos H. Ban und Tadigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwabischen Vulkan. — Geol. Rdsch., 1941, v. 32, p. 709—800.
85. Corwin G., Foster H.L. The 1957 explosive eruption on Iwo Jima, Volcano Islands. — Amer. Sci. J., 1959, vol. 257, N 3, p. 161—171.
86. Dawson J.B. The geology of Oldoinyo Lengai. — Bull. Volcanologique, Napoli, 1962, v. 24, p. 349—387.
87. Dawson J.B. Carbonate tuff cones in northern Tanganyika. — Geol. Mag., 1964, v. 101, p. 129—137.
88. Dawson J.B., Powell D.G., Reid A.M. Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine Volcano, Northern Tanzania. — J. Petrology, Oxford, 1970, v. 11, N 3, p. 519—548.
89. Kopecky L., Pisova J., Pokorný L. Pyrope-bearing diatremes of the Ceske stredo hori mountains. — Sb. Geol. Ved., Praha, 1967, sv. 12, p. 81—126.
90. Lakatos S., Miller D.S. Problems of dating mica by the fission-track method. — Can. J. Earth Sci., 1973, v. 10, N 3, p. 403—407.
91. McGetchin T.R., Ullrich G.W. Xenoliths in maars and diatremes with inferences for Moon, Mars and Venus. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 1833—1853.
92. Physics and chemistry of the Earth. V. 9. Pergamon Press, 1975. 916 p.
93. Proceedings of the Second International kimberlite conference. V. 1, 2. Washington, 1979. 400 p. 424 p.
94. Rust G.M. Preliminary notes on explosive volcanism in south-eastern Missouri. — J. Geology, 1937, N 1, p. 48—75.
95. Self S., Sparks S.J., Booth B., Walker G.P.L. The 1973 Heimay strombolian scoria deposit, Iceland. — Geol. Mag., 1974, v. 111, N 6, p. 539—548.
96. Shaw H.R. The viscosity of basaltic magma on analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake Hawaii. — Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 4, p. 225—264.
97. Sillitoe B.N., Sawkins F.J. Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper bearing tourmaline breccia pipes, Chile. — Econom. Geol., 1971, v. 66, p. 1028—1041.
98. Strauss C.A., Truter F.C. The alkali complex at Spitzkop. Sekukuniland, Eastern Transvaal. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1951, v. 53, p. 169—190.
99. Wagner P.A. Die Diamantführenden gesteine Südafrikas, ihre Abban und ihre Aufbereitung. Berlin, 1909. 132 S.
100. Williams A.F. The genesis of the diamond. Ld., 1932. 636 p.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгитит 117, 161, 172
Анкаратрит 144, 145
Базальт 152, 154, 186
Базанит 161, 162
Возраст вулканитов
 геологический 40, 79, 82, 132,
 144, 152, 186, 191, 222, 223
 радиологический 79–83, 144, 152,
 164, 195, 222
Воронка выброса (раствор) 6, 8, 10, 203,
235, 243, 244
Вулканические
 аппараты 65, 162, 164, 179
 взрывы 175, 176, 204, 249
 выбросы 175, 176, 233
 газы 175, 204
 жерла 10, 154, 173, 193
 извержения 174, 218, 233, 237
 конусы 162, 173
Вулканы
 Безымянный 242, 246, 250
 Беренберг 234
 Везувий 237
 Иводзима 233
 Лашейн 177
 Макаопухи 219, 220
 Олдойньо-Ленгаи 172, 226
 Толбачик 218, 233
 Тятя 233
 Хеймазай 233
 Эбеко 254
Гидротермы 204
Гранатовый
 базанит 162
 гипербазит (включение) 39, 158,
 164, 179, 197, 231
Давление
 газов вулканических 199
 магмы 13, 217
Диапиризм 27, 30, 33–35, 205, 208, 247
Диатрема см. Трубка взрыва
 “Айхал” 239, 240
 “Амакинская” 81
 “Ан. 43н” 137
 “Ан. 48” 86
 “Ан. 48а” 137, 138
 “Ан. 49в” 136
 “Ан. 50” 136
 “Ан. 52а” 137, 138
 “Ан. 56” 136
 “Ан. 57” 136
 “Ан. 59” 136
 “Ан. 135/63” 84, 87
 “Аэрогеологическая” 58, 86
 “Аэромагнитная” 239
 “Бараджульская” 158, 187
 “Белевская” 158
 “Болванцы” 150, 151
 “Бултфонтейн” 8, 44, 45
 “Верхняя” 144
 “Весселтон” 8, 44, 45
 “Вест-Энд” 8
 “Восток” 31, 33, 35
 “Геофизическая” 84, 87
 “Гранатовый верх” 170
 “Дальняя” 84, 86
 “Дашти-Мазар” 153
 “Двойная” 26
 “Дебирс” 6, 8, 44, 45, 206, 244
 “Дев-Дара” 153–155
 “Дютойтспен” 8, 44, 45
 “Заполярная” 59, 64
 “Зарница” 64
 “Зимняя” 57
 “Ижевская” 144
 “Имени XXIII съезда КПСС” 31,
 33, 35
 “Интернациональная” 35, 81
 “Искорка” 86
 “Кадкоб” 153
 “Калоч” 153, 155
 “Као” 8
 “Карахта” 150, 151
 “Кимберди” 6, 8, 13, 40, 43–46,
 206, 244
 “Комсомольская” 57
 “Конгаровская” 158–160
 “Коппиескраб” 28
 “Коффифонтейн” 8
 “Красненские озера” 158
 “Краснояровская” 187, 241, 242
 “Кроун-Даймонд-Майн” 5
 “Куранахская” 87

- "Курбан" 153, 155
 "Куртяево" 150
 "Легкая" 237, 239
 "Лексена" 145
 "Ленинград" 20
 "Лингорка" 171
 "Лира" 35
 "Луговая" 150
 "Лызовозеро" 150, 151
 "Львиная лапа" 58
 "Марская" 158
 "Масляная" 150
 "Мвадуи" 27, 117, 210, 238, 244
 "Мир" 6, 13, 37, 42, 43, 45, 56, 87
 "Молодежная" 84, 87
 "Москвичка" 5, 30, 32, 35
 "Надежная" 58
 "Накрытая" 144
 "Нарин-Гичегене" 164
 "Нижняя" 144
 "Нина" 144
 "Новая трубка" 171
 "Новинка" 57, 59, 64
 "Обнаженная" 18, 19, 40, 54, 224
 "Оджук" 153 – 156
 "Орала" 238
 "Оригинальная" 58
 "Пандема" 153
 "Победа" 35
 "Подснежная" 84, 87
 "Подтраповая" 35
 "Поздняя" 26
 "Премьер" 8, 42, 44
 "Рангинау" 155
 "Расчетная" 144, 145
 "Робертс-Виктор" 6
 "Рудногорская" 180
 "Саид" 153
 "Салпетре-Коп" 194
 "Святой Августин" 6, 13, 46
 "Свинки" 171
 "Сенкю-Северная" 84, 87
 "Сибирская" 86
 "Снежинка" 87
 "Солоная" 150
 "Спутник" 13, 87
 "Сурхоб" 153, 154
 "Сытыканская" 35
 "Тейб Патсо" 230
 "Тергешская" 158
 "Тувиш" 153 – 155
 "Удачная-Восточная" 5, 22, 38, 43, 48, 84, 86, 88
 "Удачная-Западная" 5, 22, 43, 48, 84, 86, 89
 "Университетская" 42, 87
 "Устьевая" 150
 "Фестивальная" 84, 86
 "Финальная" 144
 "Финш" 8
 "Флажок" 25
 "Флогопитовая" 86
 "Харахтах" 206
 "Хельмагз" 153 – 155
 "Хорог" 165
 "Чимкүйды" 153 – 155
 "Чомур" 84, 87
 "Шибанис" 171
 "Эгиэнтей" 56, 58
 "Ягерсфонтейн" 7, 8, 44, 45
 "Январская" 84, 87
- Дифференциация расплавов
 контрастность 68, 84, 89, 108
 механизм 79, 116, 121
 степень 68, 76, 78, 84, 89, 108, 116, 121
- Ийолит 174, 175
- Кавитация 227
 Камptonит 152, 154
 Камуфлетный взрыв 203, 208, 243
 Карбонатит 177
 Карст 5, 12, 206, 240
 Кимберлит 15, 25, 48, 52, 84, 178, 221
 Контактовая зона 54, 148, 170
 Контактовый метаморфизм 56 – 59, 145, 172
 Контракционная трещиноватость 21, 188
 Кратер 27, 28, 162, 172
 Кратерное озеро 27, 185, 206, 238
 Ксенолиты
 вмещающих пород 36, 38, 155, 189
 глубинных пород 36, 38, 39, 155, 161, 189
 распределение 36, 38, 39
 содержание 38, 139, 148, 155, 171, 197
 эродированных пород 40 – 42, 189
- Лимбургит 11, 144, 152, 159, 161, 167, 172
- Магматические очаги
 глубинные 89, 115, 118
 промежуточные 13, 43, 115, 116 – 118, 206
- Мегатрещиноватость 96 – 102, 110
 Мелилитит 117, 178

- Механизм**
- заполнения полости диатрем 202, 235, 237
 - разработки полости диатрем 211, 254
- Мончикит 147, 151, 152
- Нефелинит 117, 167, 172, 174
- Пикрит 152, 154
- Пикритовый порфирит 58, 117, 152, 154, 221
- Полость трубки взрыва
- заполнение 235, 237
 - разработка 203, 211, 234
- Продолжительность
- вулканических извержений 175, 218, 226, 233
 - застывания магматических расплавов 215, 226
- Проницаемость земной коры 51, 94, 106, 109–111, 233
- Растроб см. Воронка выброса
- Слой
- взвешенный 236
 - кипящий 236
 - переходный 236, 239, 240
- Скорость
- вулканических газов 223, 231, 232, 237
 - конвективных потоков мантии 89, 222
 - магматических колонн 51, 223, 229, 232
 - подкоровых течений субстрата 222
 - свободного витания обломков 236
- Текстуры течения 17, 26
- Тектоническая трещиноватость 93, 95, 105, 110
- Температура
- контактового метаморфизма 199, 213
 - магматических расплавов 167, 214, 228
 - постмагматических изменений 215
- Тефрит 161, 162, 172
- Трахиандезит 152, 167
- Трахибазальт 152, 161
- Трахит 193–195, 199
- Трубка взрыва**
- глубина 6, 13, 15, 180, 242
 - модель 8, 12–14, 16
 - размеры 5, 6, 8, 16, 59, 66, 76, 132, 153, 158, 169, 180, 197
 - слепая 208
 - строительство 17, 23, 27, 54, 184, 197
 - тектонический контроль 102, 104, 105, 111–113, 144, 147, 152
 - форма в плане 5, 6, 8, 10, 132, 147, 153, 158, 169, 180
- Туфы и туфобрекции**
- базальтов 185, 188
 - ильтитов 173
 - карбонатитов 177, 178
 - кимберлитов 14, 15, 84, 132
 - пикритовых порфиритов 132, 154
 - трахитов 193, 194, 197
 - щелочных базальтоидов 134, 136
- Флюидное брекчирование 203
- Флюиды 199, 204, 205, 220, 221, 231
- Фонолит 174
- Химический состав**
- анкаратритов 147
 - базальтов 155, 160, 165, 189
 - базанитов 165
 - гипербазитов (включений) 155, 160, 178
 - камптонитов 155
 - карбонатитов 176
 - кимберлитов 178
 - лимбургитов 159, 165
 - мончикитов 150, 155
 - нефелинитов 176
 - пикритовых порфиритов 155, 178
 - трахитов 194, 198
 - фонолитов 176
 - щелочных базальтоидов 139, 141, 150
- Щелочные базальтоиды 132, 148, 151, 166, 195
- Энергия**
- превращения 247, 251, 253, 255
 - расчеты 241–246, 249, 252
- Энергия вулканических извержений**
- на дробление пород 203, 243
 - на преодоление силы тяжести 203, 241, 242, 245
 - общая 242, 243
- Эрозионный срез 12, 40, 180, 184



ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I. КИМБЕРЛИТОВЫЕ ТРУБКИ	
1. Морфология кимберлитовых тел	5
Главнейшие типы и модели кимберлитовых тел	5
Зависимость формы и размеров тел и текстурных особенностей пород от глубины эрозионного среза	12
2. Внутреннее строение кимберлитовых тел	17
Эндогенные структуры	17
Экзогенные структуры	27
3. Распределение ксенолитов и минералов в кимберлитовых трубках	36
Распределение ксенолитов	36
Распределение алмазов	42
Распределение прочих минералов	48
4. Контактовые воздействия кимберлитов	52
Механические воздействия	52
Термальные и химические воздействия	56
5. Размеры диатрем и размещение разновеликих тел в кимберлитовых полях	59
6. Размеры диатрем и генетические особенности пород	66
7. Хронология кимберлitoобразования	79
Возраст кимберлитов и способы его определения	79
Петрохимические особенности и последовательность извержения кимберлитов	83
8. Структурный контроль размещения и факторы локализации кимберлитов	90
Главнейшие региональные закономерности размещения кимберлитов	90
Тектоническая трещиноватость рамы и структурные границы кимберлитовых полей	93
Тектонические факторы локализации диатрем	102
9. Временные и пространственные закономерности развития магматизма в кимберлитовых полях	107
10. Очаги кимберлитовых магм	114
Обзор гипотез	114
О характере и числе магматических очагов в кимберлитовых полях	119
Часть II. ДИАТРЕМЫ НЕКИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД	
11. Диатремы щелочных базальтоидов и карбонатитов	130
Анабарский район	130
Инглийский район	144
Онежский полуостров	147
Южный Гиссар	151
Минусинский район	158
Монголия	159
Чешское Среднегорье	167
Северная Танзания	172

12. Диатремы пород траповой формации	179
Ангаро-Илимская провинция	180
Минусинский район	185
13. Диатремы трахитов	190
Куонамкский район	190
Центральноалданский район	195
 Часть III. МЕХАНИЗМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТРУБЧАТЫХ ТЕЛ	201
14. Обзор гипотез о происхождении трубчатых тел	201
15. Связь с земной поверхностью и главнейшие этапы формирования диатрем	207
16. Физическое состояние формирующих диатремы веществ	212
Температура	212
Давление	215
Вязкость, плотность и фазовое состояние вещества	218
17. Динамика и механизм формирования трубчатых тел	222
Скорость восходящих потоков вещества	222
Термомеханическая абразия прорванных толщ и формирование полости диатрем	232
Динамика заполнения полостей диатрем и образование главнейших генетических групп пород	235
18. Энергетика и геология процессов образования трубчатых тел	241
Энергетические затраты при формировании диатрем	241
Источники и вероятные формы превращения энергии при формировании диатрем	246
Геологическая обстановка энергетических переходов и закономерности размещения диатрем	252
 Заключение	257
 Список литературы	260
 Предметный указатель	264

ВЛАДИМИР АРКАДЬЕВИЧ МИЛАШЕВ

ТРУБКИ ВЗРЫВА

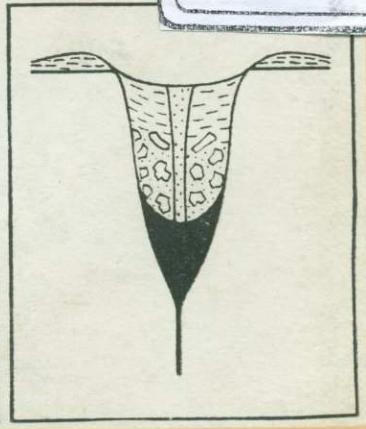
Редактор издательства Л.Г. Ермолаева
 Оформление художника А.И. Бородина
 Технический редактор Н.П. Старостина
 Корректоры М.И. Витис, О.Г. Шаляпина

ИБ № 4642

Подписано в печать 14.09.84. М-38180. Формат 60×90¹/16. Бумага картографическая.
 Гарнитура "Пресс-Роман". Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,75. Усл. кр.-отт. 34,00.
 Уч.-изд. л. 19,73. Тираж 2000 экз. Заказ № 1096 /605. Цена 3 р. 10 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", Ленинградское отделение. 193171,
 Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.



Формирование трубок взрыва распадается на два неразрывно связанных и частично перекрывающихся во времени процесса: разработку полости диатремы и ее заполнение.

Динамическое и термическое воздействие сильно сжатых и нагретых газов, а также ударно-абразионный эффект, создаваемый обломками прорванных толщ, постепенно превращают трещинный канал в трубобобразный. Конусное сечение канала обусловлено расширением его полости, развивающимся сверху вниз — от земной поверхности вглубь.

В процессе поступления и подъема магматических расплавов в полости диатремы обломки пирокластического материала захватываются и переносятся к земной поверхности. Вследствие этого возникает типичная вертикальная зональность трубок взрыва: верхние их части обычно сложены туфогенными разновидностями пород, ниже располагаются эруптивные брекчии, которые на еще большей глубине сменяются массивными разновидностями магматитов.

Автор книги «Трубки взрыва» — доктор геолого-минералогических наук Владимир Аркадьевич Милашев. В издательстве «Недра» вышли в свет его монографии «Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности» (1965 г.), «Физико-химические условия образования кимберлитов» (1972 г.), «Кимберлитовые провинции» (1974 г.), «Структуры кимберлитовых полей» (1979 г.), а также два издания научно-популярной книги «Алмаз. Легенды и действительность» (1976, 1981 г.). Многочисленные статьи В. А. Милашева опубликованы в периодических изданиях.