

В. В. ЯРМОЛЮК



Вулканические
СТРУКТУРЫ
ОБРУШЕНИЯ
Охотско - Чукотского
вулканического пояса

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В. В. ЯРМОЛЮК

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОБРУШЕНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Ответственный редактор
чл.-корр. АН СССР И. В. Лучицкий

УДК 551.243+551.21

Работа посвящена проблемам геологического строения вулканических структур обрушения Охотско-Чукотского пояса, которые разбираются на конкретных примерах. Приводится классификация депрессионных образований вулканических полей. Детально рассматриваются вопросы тектонического положения, стратиграфии вулканогенных образований и строения вулканических просядок. Особо анализируется роль процессов дифференциации магматических расплавов в образовании структур обрушения, дается схема структурной эволюции вулканических просядок.

Книга рассчитана на широкий круг геологов-вулканологов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель настоящей работы — изучение геологического строения вулканических структур обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Необходимость подобной работы совершенно очевидна по следующим причинам. Исследование геологии вулканических образований Охотско-Чукотского вулканического пояса до недавнего времени сводилось главным образом к рассмотрению общих проблем региональной стратиграфии, тектоники и петрохимии. Более детальный подход к этим проблемам привел к необходимости выделения отдельных вулканических построек, которые в конечном итоге определяют как локальную стратиграфию, так и другие особенности вулканических полей. Кроме того, исследования последних лет позволили установить контролируемую роль структур вулканических полей над размещением месторождений полезных ископаемых (Юдин, Юдина, Красильников, 1967; Котляр, 1962; Яковлев, 1967, 1968а, б). Поэтому для правильной ориентации при поисках полезных ископаемых в древних вулканических областях также необходимо выделение отдельных вулканических построек.

Нами было проведено изучение вулканических структур обрушения в пределах Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса, результаты которого легли в основу данной работы. Главный круг вопросов, рассмотренных в работе, посвящен геологическому строению вулканических просядок. В частности, большое внимание уделено особенностям строения вулканогенных толщ и выделению корневых зон вулканических структур или тех каналов, через которые извергался вулканический материал. Рассмотрены проблемы соотношения между структурами основания вулканического пояса и вулканическими просядками, такие, как условия локализации просядок в системе региональных структур пояса, зависимость их внутреннего строения от плана региональных тектонических деформаций и др. Особое внимание уделено выявлению закономерностей изменения химического состава продуктов магматизма и структурной эволюции вулканических просядок.

Цели и задачи исследования определили построение работы. Первые две главы посвящены общим проблемам геологии вулканических структур обрушения и классификации основных типов депрессионных структур вулканических полей, в третьей рассмотрены вопросы геологического строения вулканических просядок, в четвертой разбираются особенности петрохимии изверженных образований и в пятой обсуждаются общие проблемы возникновения и структурного развития вулканических структур обрушения.

Нами изучались вулканические структуры обрушения, связанные с развитием кислого магматизма верхнемелового возраста.

Выбор объектов исследования был ограничен несколькими известными структурами рассматриваемого типа, о которых упоминается в

единичных публикациях (Сперанская, 1963в; Умитбаев, 1969), поэтому районы работ оказались довольно удаленными друг от друга (см. рис. 1). Один из них находится на фланге вулканического пояса, в пределах Ульинского паложенного прогиба, другой — в центральной части Охотской ветви пояса, в Арманском вулкано-тектоническом прогибе (Аникеев, Титов, 1966. 1967). Неудобства пространственного и структурного разобщения компенсируются возможностью сопоставления вулканических структур из различных участков пояса.

Основным источником материала служили полевые геологические наблюдения, в результате которых были составлены геологические и структурные карты, установлены основные типы взаимоотношений между отдельными элементами вулканических просядок. Лабораторные методы исследования, за исключением петрохимических, носили подсобный характер и играли второстепенную роль.

Полевые исследования проводились в течение 1968—1969 гг. В 1968 г. нами совместно с сотрудником Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института Сибирского отделения АН СССР Р. А. Ереминым была изучена Арманская кальдера, а в 1969 г. с Р. Б. Умитбаевым, сотрудником того же института, — центральные районы Ульинского прогиба.

Работа выполнена в лаборатории экспериментальной тектоники Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР под руководством чл.-корр. АН СССР И. В. Лучицкого. В подготовке книги большую помощь и поддержку оказали П. М. Бондаренко, В. И. Громин, А. М. Гилев, М. П. Мазуров, Р. А. Еремин, Р. Б. Умитбаев, В. Н. Разумов. Всем им автор глубоко признателен.

НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ОБРУШЕНИЯ

Геологические особенности вулканических структур обрушения во многом способствовали постановке и успешному исследованию таких проблем магматической геологии, как проблемы игнимбригов (Устиев, 1963а, б; Смит, 1963; Росс, Смит, 1963), гипабиссальных плутонов (Баддингтон, 1963) и вулcano-плутонических формаций (Устиев, 1963а, б, 1969; Кравченко, 1969; Сперанская, 1963б; Авдеев, 1969; Перекалина, Рыбалтовский, 1968). Подобное «узловое» положение привлекло пристальное внимание исследователей к структурам обрушения и способствовало бурному развитию этой области геологии в течение последних двух десятилетий. Что касается Охотско-Чукотского вулканического пояса, то здесь специальных исследований вулканических структур обрушения не проводилось. Почти полное отсутствие материала, на который можно было бы опереться при их изучении, привело к необходимости обратиться к тем представлениям и взглядам о геологии вулканических депрессий, которые сложились в геологической науке. Поэтому естественно кратко остановиться на основных работах в этой области геологических знаний.

Геологическое строение. По-видимому, впервые со структурами обрушения древних вулканических полей столкнулись шотландские геологи при картировании вулканических центров Шотландии и Северной Ирландии. А. Харкер (Harker, 1904) на о. Скай выделил группу образований, названную им «наклонными» пластами. Эти дайкообразные интрузии описывали широкую дугу и сходились к общему центру, расположенному внутри большой интрузии габбро. Он показал, что наклонным пластам присуще веерообразное строение, причем внутренние части серии отличаются более крутым залеганием, чем внешние. Позднее подобные интрузии были закартированы в других вулканических центрах Малла и Аднамёрчана, и Е. Б. Бейли (Bailey и др., 1924) применил к ним термин «конические пласты», который более удачен, поскольку точнее определяет их геометрию как образований, выполняющих конические, сходящиеся к низу трещины. Одновременно Е. Б. Бейли выделил группу интрузий, связанных с погружающимися от центра разломами. Эти интрузии объединены под общим названием — кольцевые дайки. Установлено, что в пределах кольцевого комплекса может существовать несколько центров, относительно которых концентричны кольцевые дайки и конические пласты. В таких вулканических структурах, по Д. Е. Ричи (Richey, 1948), интрузивный цикл начинается с конических пластов и завершается кольцевыми интрузиями, причем более поздние интрузии отличаются меньшими размерами.

Изучение кольцевых комплексов Нью-Хемпшира позволило расширить эти представления и уточнить границы их применения. Л. Кингсли (Kingsley, 1931) описала котлообразное опускание в горах Осспи, ко-

торое окружено одной из самых совершенных кольцевых даек Нью-Хемпшира. Центральная часть просадки, опущенная относительно окружающих образований минимум на 4 км, выполнена мощной толщей изверженных пород. Автор подчеркивает, что в отличие от шотландских вулканических центров кольцевая дайка гор Оссипи имеет преимущественно вертикальные контакты.

Особый упор на это обстоятельство сделал М. П. Биллингс. Как в сводке, обобщающей собранный к тому времени материал о кольцевых комплексах (Billings, 1943), так и в работе, посвященной изверженным интрузиям Нью-Хемпшира (Billings, 1945), он настойчиво подчеркивает эту структурную особенность кольцевых комплексов, которая, по его мнению, позволяет более полно, чем это сделали шотландские геологи, подойти к проблеме их происхождения. М. П. Биллингс обратил внимание на то, что возникновение кольцевых комплексов Нью-Хемпшира тесно связано с заключительными этапами развития магматической серии Уайт-Маунтин, которая сложена разнообразными породами — от резко подчиненных основных до гранитов и гранит-порфиров, составляющих свыше 90% интрузивных образований серии. Кольцевые комплексы появились на той стадии развития серии, когда магматическая деятельность была значительно ослаблена и на фоне огромных плутонов ранних этапов формировались небольшие гипабиссального типа интрузии сиенитов, кварцевых сиенитов и гранит-порфиров. Полные кольцевые интрузии связаны только с кварцевыми сиенитами и обычно сопровождаются значительными опусканиями центрального блока (до 5 км). В своих построениях М. П. Биллингс рассматривал кольцевые комплексы в основном как результат развития гипабиссальных частей нижележащих плутонов; связи некоторых комплексов с поверхностными вулканическими центрами им не учитывались.

Представления о вулканических структурах обрушения существенно были дополнены в результате изучения вулканических депрессий Суматры и Новой Зеландии. На Суматре Р. В. ван Беммелен (Bemmelen, 1939) изучил крупную вулканическую котловину Тоба, приуроченную к рифтовой зоне Барисан. Было установлено, что ее возникновение связано с извержениями больших объемов пирокластических пород, в составе которых важная роль принадлежит игнимбрикам. Удивительная однородность отложений, тяготение их к котловине, а также равенство объемов просадки оз. Тоба и изверженных пород привели ван Беммелена к мысли, что просадка возникла в результате обрушения после катастрофических по своей силе извержений игнимбриков. В то же время он предполагал, что большое значение в развитии структуры имели собственно тектонические процессы. Оба эти признака послужили обоснованием для выделения вулкано-тектонических депрессий.

Положение о связи структур обрушения с катастрофическими извержениями игнимбриков было развито Х. Вильямсом (Williams, 1941). Рассматривая геологические особенности вулканических просадок, он пришел к выводу, что существуют два основных типа кальдер: кальдеры, связанные с латеральными извержениями основных лав (тип Гленко) и кальдеры, возникшие в результате центральных катастрофических выбросов вулканического материала главным образом кислого состава в форме пепловых потоков (тип Кракатау).

Суждение Х. Вильямса о связи кальдерообразования с игнимбриковым вулканизмом получило широкое распространение и в значительной степени способствовало объединению в один класс образований собственно структур обрушения и кольцевых комплексов, представленных в основном кольцевыми интрузиями (Reynolds, 1956). Рассмотрение их в качестве тождественных объектов позволило изучить особенности глу-

бинного строения вулканических просядок. Наибольшее значение в этом отношении имело исследование комплекса молодых гранитов Нигерии. В комплексе выделены (Jacobson, MacLeod, Влас, 1958) три группы структурных соотношений, отвечающих различным уровням кольцевой постройки. Авторы различают вулканические структуры, структуры кольцевых даек и структуры гранитных интрузий и подчеркивают, что между этими группами нельзя провести строгих границ. Вулканические структуры соответствуют самым верхним этажам кольцевой постройки и представлены просядками, заполненными вулканогенными образованиями. Вулканические толщи имеют двучленное строение: нижние являются типичными продуктами центральных эксплозий, а поздние, намного превышающие их по объему, экструдированы в виде нестратифицированных горизонтально залегающих толщ через кольцевые каналы при кальдерных опусканиях центрального блока. Поздние риолиты, кроме того, отмечаются в виде кольцевых (питающих) даек и гипабиссальных интрузий.

Геологически сходная картина была описана С. Д. Бренчем (Branch, 1967) на примере Северного Квинсленда и Е. С. Хилсом (Hills, 1959) на примере Юго-Восточной Австралии. Здесь выделяются крупные структурные депрессии (вулканические котловины) и кольцевые комплексы, выполненные толщами игнимбритов. Как и в нигерийских структурах, вулканогенные образования характеризуются двучленным строением. Нижние сложены стратифицированными отложениями пирокластических пород, а верхние горизонты — монотонными толщами спекшихся туфов. Рассматривая проблему разделения вулканических котловин и кальдер (кольцевые комплексы), С. Д. Бренч (1967) исходил из вильямсовского определения эксплозионных кальдер (тип Кракатау) как структур, возникших при обрушениях, следующих за мощными выбросами изверженного материала. Из этого определения С. Д. Бренч сделал вывод, что продукты кальдерной стадии извержений лишь в незначительной степени представлены в кальдерной просядке и отлагались главным образом в вулканических котловинах, которые в отличие от кальдер являются областями аккумуляции. Конечно, С. Д. Бренч отличает и другие признаки котловин, такие как связь с тектоническими блоками, ограничение расколами основания, но подобные соображения о первичности извержений, которые позволили ему разделить кальдеры и котловины, долгое время считались единственно приемлемыми для объяснения структур обрушения, связанных с извержениями кислых магм.

Исследования кенийских кальдер позволили Г. И. Мак-Коллу (McCall, 1963) и Р. В. Джонсону (Jonson, 1966) подвергнуть это представление сомнению и высказать предположение, что в процессе образования кальдер, связанных с кислым вулканизмом, опускания могут предшествовать извержениям и даже быть их причиной. Обосновывая это предположение, они ссылаются на примеры, когда продукты кальдерной стадии развития залегают главным образом в вулканических просядках и характеризуются такими взаимоотношениями с границами вулканических впадин, которые исключают возможность их «докальдерного» возникновения.

К таким же выводам пришли некоторые американские геологи (Smith, Bailey, Ross, 1960; Bailey, 1963; Steven, Ratte, 1963), изучавшие позднетретичные кальдеры западных районов США. Происхождение кальдер они связывают с игнимбритовым вулканизмом, но указывают при этом, что главная масса продуктов извержений локализуется в центральной просядке и, следовательно, отлагается в подготовленной котловине. По данным Р. А. Бейли (Bailey, 1963), отличительной особенностью подобных кальдер являются резургентные купола — подня-

тия основания структур, сформировавшиеся после отложения главной массы продуктов извержения. Для некоторых из них, например для кальдер Сильвертон и Лейк-Сити (Luedke и др., 1961), кроме того, была установлена приуроченность к более крупным депрессионным структурам типа вулканических котловин С. Д. Бренча.

Интересные данные о связи вулканических структур обрушения со структурами основания были получены в результате изучения конфокальных магматических комплексов в Казахстане. Эти образования связаны с длительно развивающимися центрами и представлены набором разновозрастных интрузивных и излившихся пород, распределение которых подчинено центральной симметрии структуры. Среди конфокальных комплексов выделяются купольные и кальдерные структуры (Авдеев, 1965). Как правило, кальдерные конфокальные комплексы располагаются в пределах крупных структур основания брахисинклинального типа и представлены соизмеримыми с ними мульдами, заполненными мощными толщами излившихся пород. В центральных частях этих структур нередко выделяются кальдеры (Перекалина, 1963; Коптева, 1969). Они возникают на заключительных стадиях развития конфокальных комплексов и тесно связаны с извержениями игнимбритов (Перекалина, Рыбалтовский, 1968).

Роль процессов дифференциации магматических расплавов в образовании структур обрушения. В системе представлений о вулканических структурах обрушения большое внимание уделяется процессам предварительной подготовки расплава в магматической камере, которые в большинстве случаев считаются причиной образования вулканических просядок.

Впервые эти взгляды получили законченное выражение в работах Х. Вильямса (Williams, 1941, 1942). Разбирая причины катастрофических выбросов пеплового материала, предшествующих и сопровождающих кальдерные обрушения, он пришел к выводу, что таковыми служат процессы дифференциации расплава в магматической камере.

На примере кальдеры Кратер Лейк Х. Вильямс показал влияние этих процессов на изменение состава изверженных пород по разрезу. Кальдера возникла в вершинной части крупного центрального вулкана Мазам, в строении которого участвовали вулканические породы главным образом андезитового состава. Катастрофические извержения большого объема пемз и шлаков привели к образованию около 30 км³ раскаленных лавин. Основную часть этих лавин составляют отложения дацитового и риолито-дацитового состава, однако венчаются они потоком базальтовых шлаков, завершивших извержения. Возможность дифференциации появилась в результате длительного перерыва в вулканическом процессе, что привело к накоплению в верхних частях магматического резервуара расплава, обогащенного кремнекислотой, а также большим количеством летучих, которые и обеспечили высокую взрывную способность магмы.

Специальная работа, посвященная исследованию роли эволюции магматического расплава в процессе образования кальдер, была проделана Х. Куно (Kuno, 1953). Он рассмотрел 16 больших кальдер Японии, среди которых, согласно классификации Вильямса, выделяются кальдеры типов Кракатау и Гленко. В обоих типах кальдер продукты вулканических извержений, предшествующих обрушению, представлены дифференциатами базальтовой магмы. Однако длительный перерыв в вулканическом процессе способствует раскислению верхних участков магматического очага как в результате контаминации, так и при кристаллизационной дифференциации магматического расплава, что сказывается на режиме развития вулкана. Поэтому в отличие от кальдер типа

Гленко, где продукты послекальдерных извержений отвечают дальнейшим дифференциатам базальтовой магмы, изверженные породы кульминационной стадии развития кальдер типа Кракатау отличаются резко повышенным содержанием кремнекислоты.

Подобных взглядов придерживаются и советские вулканологи (Заварицкий, 1955; Святловский, 1958; Влодавец, 1954, и др.). Рассматривая проблемы вулканической тектоники, В. И. Влодавец отмечает, что кальдеры возникают на «той стадии жизни вулканического очага, когда дифференциация магмы приводит ее к кислому составу и главное к накоплению огромных количеств газов... в связи с огромными большей частью газовой-пемзовыми извержениями» (Влодавец, стр. 40, 1954).

Правильность этих представлений подтверждают данные петрографии и петрохимии. Р. В. ван Беммелен (1957) приводит результаты наблюдений циклического изменения состава продуктов извержений кальдеры Кракатау, где цикл начинается с пород, содержащих 50% SiO_2 , а завершается после многолетнего перерыва катастрофическими извержениями пород, отвечающих по составу риолитам (70% SiO_2). Аналогичная картина установлена К. Феннером для вулкана Катмай (Горшков, Боговяленская, 1965), где начальные продукты извержения 1912 г. содержали SiO_2 около 70%, а конечные — 66%.

Другой тип магматической эволюции, связанной с продуктами дифференциации гранитной магмы, был изучен в последнее десятилетие на примере кальдер западных районов США. Р. Робертс и Д. Петерсон (Roberts, Peterson, 1961) показали, что изменения в сериях изверженных пород идут от слабо сваренных туфов, бедных кристаллами в докальдерных и раннекальдерных толщах, к сильно спекшимся туфам и игнимбритам, сопровождающим образование кальдер. В них возрастает содержание кристаллической фракции и одновременно несколько понижается содержание кремнекислоты (на 4—6%). Т. Штефен и Д. Ратте (Steven, Rattè, 1964) изучили изменение состава пород вверх по разрезу вулканогенных отложений кальдеры Крид и пришли к подобным же выводам. Последовательность пород серии Маммот, по их мнению, отражает расслоенность расплава в магматической камере, где верхние горизонты обогащаются кремнекислотой, щелочами и летучими, а нижние более богаты кристаллами.

Вероятно, подобные соотношения характерны и для других вулканических структур обрушения, связанных с гранитными магмами. По крайней мере, сопоставление кальдер Крид, Вэллис и др. с кольцевыми комплексами Австралии и Африки свидетельствует об одинаковом строении вулканических толщ.

Механизм образования структур обрушения. Одной из наиболее спорных проблем является проблема механизма образования вулканических структур обрушения. Решение ее зависит от содержания геологического материала, на который опираются различные исследователи. Поэтому предложено несколько объяснений генезиса структур обрушения.

Наиболее ранние представления, которые высказали С. Т. Клут, Х. Б. Моф и Е. Б. Бейли (Clough, Maufe, Bailey, 1909) на примере кальдеры Гленко, были окончательно развиты Е. М. Андерсоном (см. Bailey и др., 1924; Anderson, 1936). Основное допущение в этих построениях — предположение о приповерхностном магматическом резервуаре, динамика магмы в котором определяет все многообразие структурных форм кольцевого центра. В том случае, когда давление магмы становится много меньше литостатического, происходит обрушение надочаговых блоков по разломам арочной формы. Если эти разломы достигают поверхности Земли, то в результате погружения центрального блока

формируется котловина опускания. Пространство, возникшее между границами блока и окружающей средой, заполняется магмой, которая при застывании образует тело кольцевой дайки. Если разломы на глубине пересекаются горизонтальной трещиной, то возникает подземная котловина опускания и после заполнения ее магмой — центральная интрузия. Теория, развитая Андерсоном, по мнению Х. Томаса (Thomas, 1930), была единственно приемлемой для кольцевых комплексов Шотландии и хорошо объясняла их особенности. Даже высказанное в качестве предположения истолкование образования центральных интрузий после исследования Д. Е. Ричи (Richey, 1928) перестало быть гипотезой.

Существенно иную точку зрения на происхождение кальдер отстаивал Б. Д. Эшер (Escher, 1929). В своих построениях он исходил из наблюдений над взрывными явлениями, сопровождавшими некоторые извержения (Кракатау в 1887 г., Везувия в 1904 г.), и попытался увязать геометрию кальдер — размеры, высоту и наклон стенок, а также диаметр вулканического канала — с глубиной магматического очага. Он предположил, что энергии быстро поднимающихся газов вполне достаточно для расширения вулканического канала от источника газов до поверхности. Обрушение стенок канала после извержения сопровождается на поверхности образованием просадки. Считая, что область разрушения представляет собой конус, вершина которого упирается в магматический очаг, Б. Д. Эшер рассчитал глубину залегания магматического резервуара. Его расчеты интересны в том отношении, что найденные им глубины залегания магматических камер укладываются в тот диапазон глубин, который намечен новейшими геофизическими исследованиями.

Представления Б. Д. Эшера были подвергнуты критике Р. В. ван Беммеленом (Bemmelen, 1939) и Х. Вильямсом (Williams, 1941), которые указали на несоответствие между размерами кальдер, объемом пород, представляющих собой обломки стенок канала, и количеством продуктов магматического происхождения. Рассматривая генетические связи между огромными полями игнимбритов и равными с ними по объему просадками, Р. В. ван Беммелен высказал предположение о том, что депрессии формируются в результате обрушения кровли магматических резервуаров после удаления из них масс магматического материала.

Эта гипотеза получила дальнейшее развитие в работах Х. Вильямса (Williams, 1941, 1942, 1954) применительно к кальдерам типа Кракатау. Причину обрушения Х. Вильямс видит в существовании в верхней части магматического резервуара полости, которая возникает в результате быстротечных катастрофических извержений. В целом же механическая сторона вопроса решалась в том же плане, что и у Е. М. Андерсона; уточнялся только способ удаления магмы из резервуара и причины, вызывающие падение давления в камере.

Иного взгляда на образование структур обрушения придерживался М. П. Биллингс (Billings, 1945). Он исходил из того, что кислые породы, которые слагают без исключения все кольцевые комплексы Нью-Хемпшира, в силу своих гравитационных свойств должны выжиматься вверх более плотными окружающими породами. Положительно воздействуя на вышележащие толщи, магматическая масса приподнимает их и тем самым вызывает образование кольцевой ослабленной зоны, примерно соответствующей контурам очага. Эта зона пронизывается магмой. Отторженцы погружаются вглубь, а магматическая колонна кольцевой формы постепенно поднимается вверх. Если вдоль зоны разовьется кольцевой разлом или она будет разъедена до поверхности магмой, то обособленный блок, погружаясь вниз, создаст котловину опускания.

Интересное решение проблемы было предложено Д. Рейнольдс (Reynolds, 1956). Она, как и М. П. Биллингс, пришла к выводу, что коль-

цевые разломы не обязательно должны погружаться от центра структуры. Более того, она вообще высказала сомнение о достоверности этих представлений. В основе ее построений лежит гипотеза Б. Д. Эшера и концепция флюидизирующих систем (Reynolds, 1954). Дробление, которое сопровождает эшеровские кальдеры, способствует свободному проникновению активных газов сквозь кольцевую постройку. Контактуря с поверхностями раздробленных блоков, газ довершает их разрушение, флюидизирует и превращает в различного рода интрузивные агломераты и брекчии. По мнению Д. Рейнольдс, температура газа, его состав и давление вполне достаточны и для переплавления пород; достигая поверхности, расплав дает игнимбриты, а остывая на глубине — различные интрузии. Построения Рейнольдс ликвидировали те недостатки, которые отмечались в гипотезе Эшера, но, вероятно, они не могут быть распространены на многие структуры обрушения. Сомнения Д. Рейнольдс в существовании таких кольцевых трещин, какими их представлял Е. М. Андерсон, теряют смысл после обнаружения пит-кратеров (Macdonald, 1956), которые представляют собой небольшие вулканические колодцы, ограниченные кольцевыми разломами арочной формы. Кроме того, Г. И. Мак-Колл (McCall, 1963) и Р. В. Джонсон (Jonson, 1966) вообще сомневались в существовании кальдер типа Кракатау, которые в основном рассматривает Д. Рейнольдс, т. е. тех кальдер, где взрыв является причиной обрушения. Основываясь на материале кенийских кальдер, Г. И. Мак-Колл приходит к выводу, что, вероятно, все кальдеры возникли по механизму Гленко, а отклонения от этого механизма, которые выражаются в сопровождающих обрушения взрывных процессах, связаны с состоянием магмы, насыщенностью ее летучими. Таким образом, его выводы полностью отвечают представлениям Е. М. Андерсона и предполагают единый механизм образования вулканических просядок всех типов. Что касается внутреннего наклона кольцевых разломов, то, согласно Мак-Коллу, он возникает в силу специфического поведения разломов в верхних горизонтах слонстой оболочке Земли.

Оригинальную трактовку природы вулканических просядок предложил А. В. Авдеев (1965) на примере казахстанских конфокальных комплексов. Возникновение кальдерообразных структур он связывает с обрушениями на сводах больших куполообразных поднятий. Построения А. В. Авдеева вызывают ряд возражений, основное из которых — обычная связь вулканических просядок с брахисинклинальными структурами основания (Коптева, 1969; Черкалина, 1963), что исключает возможность поднятия. В то же время подобный подход к проблеме генезиса, основанный на связях со строением основания, перспективен и заслуживает особого внимания при выяснении причин кальдерных обрушений.

В заключение отметим, что обзор не преследовал цели всестороннего освещения всех проблем в геологии вулканических структур обрушения. Затрагивались лишь те из них, которые относятся к структурам обрушения, связанным с развитием кислого магматизма, и которые мы предполагаем рассмотреть далее.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Структура вулканических полей Охотско-Чукотского вулканического пояса изучена пока недостаточно, и только в последнее время на основе геологосъемочных работ были предприняты первые попытки систематизировать наметившиеся группы вулканотектонических образований.

Наиболее полно представления о тектонике вулканических образований пояса сформулированы в работах В. Ф. Белого, С. М. Тильмана (1966, 1967) и В. Ф. Белого, М. Л. Гельмана (1968). Они выделяют отрицательные вулканоструктуры изометричной формы и линейные грабено- и горстообразные структуры. Отрицательные вулканоструктуры представлены крупными компенсационными прогибами и значительно меньшими по размеру просадками и имеют вид своеобразных мульд с относительно крутым залеганием выполняющих толщ на крыльях и пологим до горизонтального залеганием в центре. В распределении толщ отмечается приуроченность туфовых отложений к краевым частям депрессий, тогда как в центральных частях преобладают лавы и игнимбристы. Помимо подобных образований выделяются компенсационные структуры более крупного ранга, обладающие сложным внутренним строением и характеризующиеся в пределах центральных частей набором компенсационных вулканоструктур различного размера.

Интересные результаты были получены при изучении структуры вулканических полей Ульяновского прогиба (Чиков, 1970). Здесь среди вулканотектонических образований восточной части прогиба, по данным Л. М. Задорожко и Ю. Т. Старникова (экспедиционные исследования 1965 г.), выделяются: а) вулканотектонические депрессии и просадки опускания, связанные с площадными извержениями и приуроченные к наиболее нарушенным участкам фундамента; б) кальдеры провала, связанные с оттоком магматического вещества на глубину.

Р. Б. Умитбаев (1969) отмечает среди вулканических депрессионных структур вулканогенные грабены — «отрицательные структурные формы, преимущественно округлых очертаний, образовавшиеся в один этап вулканической деятельности». Вулканические грабены нередко группируются, образуя вулканотектонические депрессии.

Анализ предложенных систем расчленения приводит к выводу о значительной неопределенности формулировок, вследствие этого отсутствуют достаточные критерии для однозначного разделения структур на отдельные группы. Поэтому выделенные типы или группы вулканотектонических образований лишь в незначительной степени можно применить к задачам структурного расчленения вулканических образований пояса.

На основании сказанного, а также в связи с тем, что поиски эталонной системы понятий вулканической тектоники в литературе не привели к положительному результату и показали, что проблема систематизации

подобных образований пока еще далека от своего полного разрешения, нами предпринята попытка расчленить многочисленные депрессионные структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса, рассматриваемые в работе, на формально различимые объекты. При выделении типовых структур мы основывались на богатом фактическом материале, изложенном в работах по геологии вулканического пояса.

Как было показано («Геология и математика», 1967), описание геологических объектов сводится к процедуре указания геометрии тела, его вещественного содержания и строения. Эти признаки позволяют сравнивать геологические образования и используются в качестве основных при расчленении множества вулканических структур на отдельные вполне различные группы.

В первом приближении депрессионные вулканические структуры пояса можно подразделить на элементарные, вещественный состав которых постоянен или закономерно изменяется, и неэлементарные, обладающие неоднородным и гетерогенным составом.

К элементарным относятся вулканические структуры обрушения. Они представляют собой крупные вулканические депрессии и изменяются в поперечнике от 2—5 до 20—25 км (Simpson, 1967; Фаворская и др., 1969). Границами депрессий служат замкнутые системы разломов сбросового типа, по которым центральная часть погружается с амплитудой от 100 до 1000 м, а изредка и более. Выявленные структуры обрушения заполнены вулканогенными образованиями, главным образом кислого состава (Умитбаев, 1969), принадлежащими одной вулканической толще или свите, в строении которых ведущая роль принадлежит игнимбридам. Они слагают в центральных частях депрессий выдержанные по мощности и петрографическому составу горизонтально залегающие толщи и за пределами вулканоструктур пользуются ограниченным распространением, фациально замещаются туфогенными образованиями и быстро выклиниваются. Максимальная мощность отложений соизмерима с амплитудой опускания основания вулканической структуры, а объем излившихся пород близок к объему просадки. Со структурами обрушения тесно связаны многочисленные субвулканические интрузии, распределение которых подчинено основному структурному плану вулканических просадок и характеризуется размещением, симметричным относительно центра, что позволяет рассматривать их как центральные и кольцевые интрузии. По составу они близки к излившимся образованиям и в некоторых случаях связаны с последними фациальными переходами. В районах со сложным чередованием разновозрастных вулканогенных образований возникновение вулканических структур обрушения, связанных с разными этапами вулканической деятельности, в пространстве происходит независимо от положения вулканических просадок предшествующих этапов; явления преемственного развития редки и, вероятно, являются случайными. Таким образом, вулканические структуры обрушения — это котловины опускания, ограниченные замкнутыми системами разломов сбросового типа, заполненные однородными по составу горизонтально залегающими толщами изверженных пород, в ассоциации с которыми находятся кольцевые и центральные интрузии.

Среди структур обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса по особенностям морфологии и распределению главных структурных элементов можно выделить: а) кальдеры и б) вулканические грабены.

Кальдеры обладают изометричной округлой формой, распределение структурных элементов связано центральной симметрией. Они, в свою очередь, подразделяются на следующие:

1. Кальдеры типа Кракатау — «обрушение является результатом крупных извержений, которые осуществлялись через отверстия в пост-

ройках зрелых, сложно устроенных вулканов» (Williams, McBirney, 1969). В древних вулканических областях, подобных Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, они выделяются по расположению в центральных частях структур гипабиссальных интрузий, фиксирующих вулканические каналы.

2. Кальдеры типа Вэллис — обрушение происходит вследствие извержений колоссальных объемов пеплов и пемзы в виде пирокластических потоков через дуговые трещины, не связанные с ранее существовавшими вулканами (Bailey, 1963; Williams, McBirney, 1969). Выделяются благодаря крупным кольцевым интрузиям, приуроченным к границам структур обрушения.

3. Резургентные кальдеры — кальдеры, осложненные резургентными куполами (Steven, Rattè, 1960; Bailey, 1963)*.

Вулканические грабены — вулканические структуры обрушения линейных очертаний и грабенообразного строения, основные структурные элементы которых подчинены одному направлению. Впервые термин был применен В. И. Влодавцом (1954) для траншееобразных, ограниченных разломами впадин, связанных с вулканической деятельностью кислого состава, позднее использован Р. Б. Умитбаевым (1969) для всех вулканических структур обрушения.

Аналогами вулканических структур обрушения можно считать вулканогенные грабены Р. Б. Умитбаева (1969) и, по-видимому, некоторые вулканические просадки В. Ф. Белого (Белый, 1969а; Белый, Гельман, 1968).

Среди неэлементарных структур вулканических полей пояса выделим: а) вулканические котловины и б) вулканотектонические депрессии.

Вулканические котловины — крупные чашеобразные депрессии вулканических областей, поперечник которых изменяется от 20 до 30—40 км и более. Котловины размещаются в пределах погруженных блоков основания вулканического пояса и ограничиваются флексурами и сопряженными с ними разломами или центриклинально замыкаются. Они заполнены неоднородными отложениями — игнимбритами, туфами и лавами различного состава (от основных до кислых); иногда в строении разреза принимают участие вулканогенно-осадочные породы.

Распределение отложений по площади котловин симметрично относительно центра, площади распространения более молодых отложений несколько сокращены и связаны главным образом с центральной частью структур. На крыльях котловин, как правило, преобладают туфогенные образования. Они характеризуются центриклинальным залеганием и постепенно выполаживаются к центру и к верхним горизонтам разреза. В центральных частях распространены главным образом горизонтально залегающие лавовые и игнимбритовые толщи повышенной по сравнению с краевыми участками мощности. Иногда вулканические котловины сопровождаются вулканическими структурами обрушения, которые локализируются в пределах центральных частей депрессий и возникают на заключительных стадиях их развития.

Интрузивным образованиям, связанным с котловинами, обычно свойственны комагматичные аналоги среди продуктов вулканических извержений. Распределение их определяется основным структурным планом котловин и, как правило, симметрично относительно центра.

* Резургентный купол — это поднятие, наложенное на структуру кальдеры на заключительном этапе развития в результате экструзивного подъема больших масс магматического материала, которые обнаруживаются на своде поднятия в виде интрузий и субвулканических образований.

Вулканические котловины являются устойчивыми областями аккумуляции вулканических продуктов во время формирования ряда свит, разрезы которых обычно представлены наиболее полно. Набор свит ограничивается одной вулканической серией, поэтому развитие вулканических котловин прекращается за пределами временных рамок серии.

Итак, вулканическими котловинами следует называть депрессии чашеобразного строения, ограниченные флексурами, разломами или замыкающиеся центриклиналью. Они заполнены отложениями ряда свит, размещение которых осуществляется симметрично относительно центра.

С вулканическими котловинами можно сопоставить некоторые вулканические прогибы и просадки В. Ф. Белого, ряд центральных комплексов Казахстана (Коптева, 1969, 1970) и вулканические котловины С. Д. Бренча (Branch, 1966a), из работы которого и заимствован этот термин.

Вулкано-тектонические депрессии — крупные синклинального типа структуры со сложным внутренним строением, размеры которых изменяются от 40—60 км в поперечнике до соизмеримых с наиболее крупными элементами пояса. Границы структур контролируются зонами крупных разломов основания пояса, хотя характер ограничений вулкано-тектонических депрессий чрезвычайно разнообразен — от разломов и флексур до центриклинального замыкания и несогласного налегания вулканогенных образований на структуры основания пояса.

Депрессии заполнены гетерогенными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями и по набору отложений обладают наиболее полными разрезами. Распределение в депрессиях разновозрастных образований неоднородно, площади распространения их во времени сокращаются. Как правило, наибольшие площади занимают продукты начальных этапов вулканического цикла. Более молодые отложения локализируются в разрозненных участках центральных районов депрессий и порой наложены друг на друга. Характер залегания закономерно измеряется от преимущественно центриклинального на крыльях до субгоризонтального в центре.

Вулкано-тектонические депрессии имеют сложную внутреннюю структуру, которая образуется, развивается и усложняется в течение всего периода формирования депрессии, что выражается в раздроблении первично нерасчлененного основания на систему блоков, дифференцированных по знаку и амплитуде перемещения. Различия между отдельными блоками особенно резко проявляются на заключительных этапах вулканического цикла. Накопление продуктов вулканической деятельности осуществляется в пределах погруженных блоков, а разрезы, связанные с относительно приподнятыми блоками, характеризуются редуцированным строением с выпадением некоторых его членов. Сокращение площадей, занятых продуктами поздних этапов вулканической активности, связано с их обособлением в вулканических структурах обрушения и вулканических котловинах и редким проявлением ареального вулканизма.

Интрузии обычно широко представлены в вулкано-тектонических депрессиях и их обрамлении. В центральных частях развиты многочисленные субвулканические и гипабиссальные интрузии, комагматичные некоторым толщам излившихся пород. Они тяготеют главным образом к приподнятым блокам основания депрессий. По обрамлению депрессий в областях относительного поднятия развиты крупные интрузии средних и больших глубин образования, связи которых с вулканогенными образованиями весьма проблематичны.

Время развития вулканско-тектонических депрессий, по-видимому, зависит от масштаба структуры и может изменяться в широких преде-

Классификация депрессионных структур Охотско-Чукотского вулканического пояса

	Признаки	Вулканические структуры обрушения		Вулканическая котловина	Вулкано-тектоническая депрессия
		кальдера	грабен		
Геометрические	Форма: изометричная линейно-вытянутая	+		+	+
	Ограничения: кольцевой сброс флексурные, центрклипальные. разломные	+	+	+	+
Структурные	Размещение вулканогенных образований: центральное пещентральное	+	+	+	+
	Распределение интрузивных образований: центральносимметричное осесимметричное несимметричное	+	+	+	+
Вещественные	Состав вулканогенных образований: однородный неоднородный	+	+	+	+

Примечание. + обозначает наличие определенных признаков в депрессионных структурах.

лах, вплоть до соизмеримого с периодом формирования вулканического пояса.

В итоге назовем вулкано-тектоническими депрессиями крупные синклинального типа структуры, расчлененные дифференцированными по знаку и амплитуде перемещения блоками основания и заполненные гетерогенными отложениями, площади распространения которых сокращаются во времени.

Наиболее поздние продукты вулканической деятельности локализуются в пределах погруженных блоков основания — вулканических котловинах и вулканических структурах обрушения.

Легко можно показать, что выделенные типы вулканических структур отличаются друг от друга по набору свойств, характеризующих геометрию, вещественный состав и строение этих образований (табл. 1).

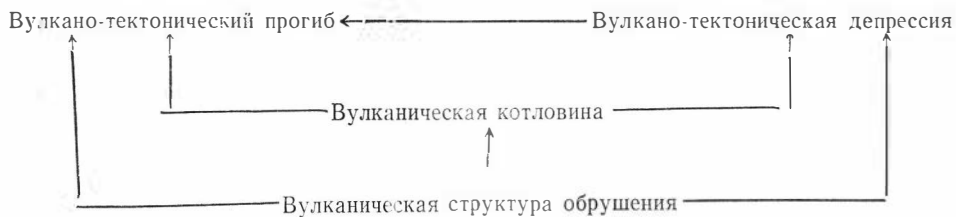
Исключительной особенностью вулканических структур обрушения являются дизъюнктивные границы, цилиндрическая форма просядок и однородный состав вулканогенных отложений.

Вулканические котловины занимают промежуточное положение между вулканическими структурами обрушения и вулкано-тектоническими депрессиями. По особенностям распределения вулканогенных и интрузивных образований они близки к структурам обрушения, а по структурной форме и гетерогенному составу заполняющих отложений имеют много общего с вулкано-тектоническими депрессиями.

Вулкано-тектонические депрессии от вулканических котловин отличаются характером распределения интрузивных и вулканогенных образований и сложное внутреннее строение, обусловленное дифференцированными по размерам, амплитуде и знаку перемещения блоками основания.

В том виде, как мы определили вулcano-тектонические депрессии, они объемлют широкий круг структурных форм, которые нуждаются в более дробном расчленении. В первом приближении исходя из размеров и формы структур, по-видимому, можно выделить собственно вулcano-тектонические депрессии и вулcano-тектонические прогибы, которые включают в себя вулcano-тектонические депрессии как элемент общей структуры.

Соподчинение депрессионных структур Охотско-Чукотского вулканического пояса



На схеме отражено соподчинение между выделенными группами депрессионных образований вулканических полей Охотско-Чукотского вулканического пояса.

—————

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОБРУШЕНИЯ

СТРУКТУРЫ АРМАНСКОГО ПРОГИБА

Арманский вулcano-тектонический прогиб (Аникеев, Титов, 1966; Аникеев, Драбкин, Титов, 1967) расположен в центральной части Центрально-Охотского района (рис. 1) и охватывает бассейны р. Армань и верхнего течения р. Букэсчен. Он ориентирован в северо-западном направлении и протягивается почти на 150 км при ширине от 20 км на севере до 60—80 км на юге. Южная его часть открывается в сторону вулканических полей прибрежной полосы вулканического пояса, а на северо-западе, в районе р. Букэсчен, он замыкается. Прогиб контролируется крупными разломами основания пояса, имеет прямоугольные очертания и в целом представляет сложно построенную структуру, в составе которой устанавливаются две крупные сближенные депрессии, разделенные поднятием триасовых, юрских и нижнемеловых образований (рис. 2).

Южная часть прогиба обладает изометричными очертаниями и имеет около 60 км в поперечнике. На ее крыльях обнажаются наиболее древние вулканогенные толщи, а центральная часть заполнена молодыми верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями, которые локализируются в пределах изометричных структур депрессионного типа — Нельканджинской вулканической котловине с расположенной в центре Арманской кальдерой, Кадыкчанской и Среднеарманской котловинах (исследования Ю. Г. Кобылянского).

Нельканджинская котловина расположена в восточном крыле Арманского прогиба, она протягивается от верховьев р. Хасын до р. Армань и занимает около 600 км². По данным Ю. Г. Кобылянского, с северо-востока и юго-запада впадина центриклинально замыкается, а с северо-запада обрывается разломом северо-восточного простирания.

Котловина заполнена тремя верхнемеловыми толщами. Нижняя, сложенная песчано-конгломератовыми отложениями арманской свиты, и средняя, содержащая андезиты и андезито-базальты нараулийской свиты, обнажаются на крыльях структуры. Отложения наклонены к центру под углами 20—30°, причем андезитовая толща погружается несколько положе, чем арманская свита. К центру структуры слои быстро выполаживаются и приобретают горизонтальное залегание. С центральной частью структуры связана толща горизонтально лежащих игнимбритов ольской свиты. Эта свита местами перекрывает нижележащие толщи, но большей частью граничит с ними по тектоническим контактам и заполняет собственную структуру обрушения (Арманская кальдера). Кальдера появляется в той части впадины, где крупные разломы основания вулканического пояса, ограничивающие с востока Арманский прогиб, пересекаются с разломами северо-восточного простирания (см. рис. 2).

Разломы играют значительную роль в строении района и кальдеры в частности. Разлом северо-западного простирания является одним из наиболее важных рудо-, магмо- и структуроконтролирующих нарушений

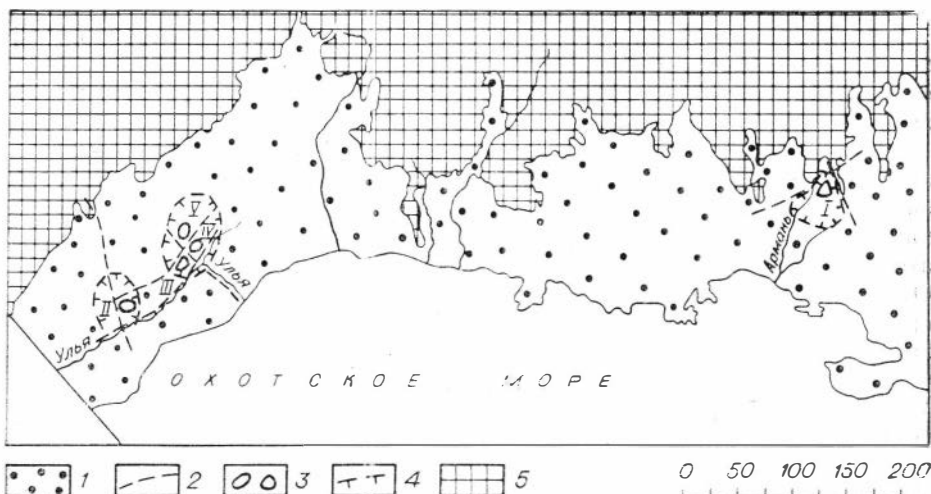


Рис. 1. Размещение вулканических просадок в системе структур Охотско-Чукотского пояса:

I — Арманская кальдера; II — Уенминская кальдера; III — Девочкинский вулканический грабен; IV — Усть-Хакаринская кальдера; V — Хаяранская кальдера; 1 — вулканические образования пояса; 2 — региональные разломы; 3 — вулканические структуры обрушения; 4 — границы вулканотектонических депрессий; 5 — структуры основания пояса.

в пределах охотской части вулканического пояса и может быть назван, в соответствии с широко известными представлениями (Пейве, 1956), глубинным разломом. Ширина его в районе кальдеры достигает 7—10 км, выражается он серией параллельных нарушений. Разлом контролирует распределение интрузивных образований, с ним связаны месторождения и рудопроявления золота и серебра — Карамкенское, Финиш, Утеснинское. В соответствии с одним из наиболее важных рудопроявлений разлом назван Карамкенским. Разлом северо-восточного простирания (Армано-Среднекаанский) был выделен Е. К. Устиевым еще в 1943 г. по линейному расположению полей палеогеновых базальтов. В районе кальдеры разлом имеет около 5—7 км в ширину и обладает сложной структурой. Он состоит из серии небольших кулисообразно заходящих друг за друга нарушений, разделяющих зону разлома на блоки, резко дифференцированные по знаку и амплитуде перемещения. В месте пересечения этих разломов и расположена Арманская кальдера.

Современные представления о стратиграфии вулканогенных образований мелового и палеогенового возраста, широко распространенных в Арманском прогибе, базируются на работах В. А. Зимина и Е. К. Устиева, С. В. Домохотова, Г. И. Чертовских и А. П. Поповой, И. М. Сперанской, И. П. Тучкова, В. В. Закандырина, В. И. Юдиной и Ю. Г. Кобылянского и др.

В разрезе нижнего мела выделяются момолтычинская и хасынская свиты. Момолтычинская свита, описанная В. В. Закандыриным, залегает в основании меловых отложений. Она сложена осадочно-вулканогенными образованиями, в составе которых выделяются андезитовые порфириты, их туфы и туфолавы; реже отмечаются андезито-базальтовые и базальтовые порфириты, подчиненное значение имеют кислые эффузивы и их туфы, а также песчаники и глинистые сланцы. Мощность свиты достигает 1400 м, возраст предположительно нижнемеловой. В строении хасынской свиты преобладают осадочные, песчано-конгломератовые породы, содержащие горизонты углей. Встречаются маломощные прослои андезитовых туфов. Свита обладает чертами, типичными для угленосной молассы, и распространена главным образом в южной части района.

Верхнемеловые вулканогенные образования повсеместно залегают с угловым несогласием на нижнемеловых и слагают обширные поля в различных участках района. Выявлены три группы толщ, разделенные перерывами.

В нижней группе толщ выделяются арманская свита осадочных пород, хольчанская свита дацитовых туфов и нараулийская свита эффузивов основного состава. Внутри группы не обнаружено следов значительного перерыва, отдельные свиты ее по простиранию не выдержаны, часто выпадают из разрезов или замещают друг друга. Исследования Ю. Г. Кобылянского в 1969 г. позволили установить одновозрастность рассмотренных свит. Арманская свита широко развита в районе Нельканджинской котловины. Она сложена туфопесчаниками, песчаниками, алевролитами и конгломератами. Мощность свиты достигает 600 м. В центральной части района широко распространена мощная, до 600 м, толща андезитов и андезито-базальтов нараулийской свиты. Местами основные эффузивы появляются в верхних частях песчано-конгломератовых отложений арманской свиты и переслаиваются с ними. В хольчанской свите, выделенной В. В. Закандыриным, главную роль играют туфы дацитового состава, переслаивающиеся с полимиктовыми песчаниками. Свита распространена главным образом в северной части района в пределах Кадыкчанской структуры.

Средняя группа отложений, называемых улынской свитой, представлена гиперстеновыми андезитами и их туфоловами, андезито-базальта-

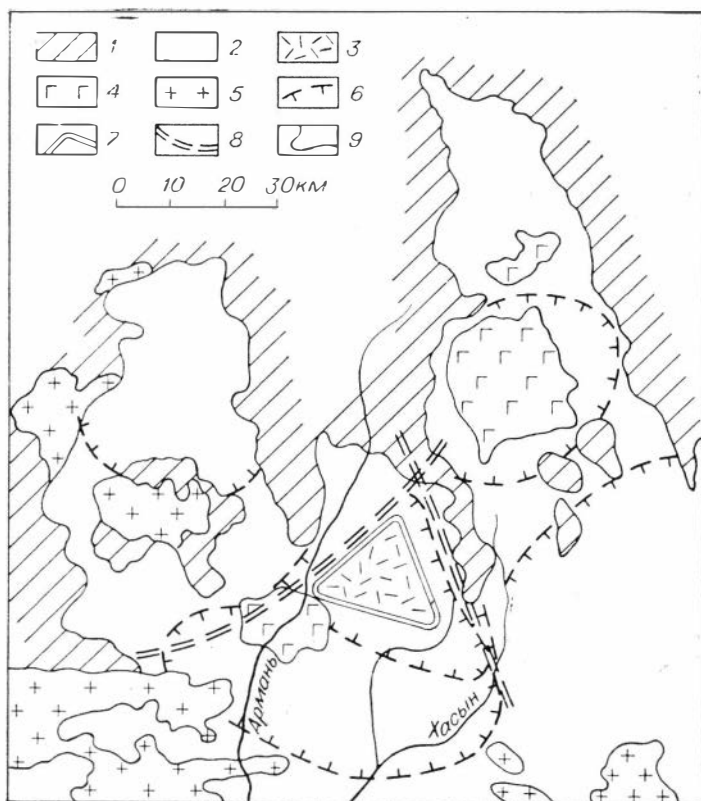


Рис. 2. Структурное положение Арманской кальдеры:

1 — складчатое основание пояса; 2 — нерасчлененные вулканогенные образования мелового возраста; 3 — игнимбриты кальдеры; 4 — базальты палеогенового возраста; 5 — массивы гранитоидов; 6 — контуры вулканических депрессий; 7 — границы кальдеры; 8 — региональные разломы; 9 — геологические границы.

ми и реже липаритами. Эти отложения образуют изолированные поля различной мощности и залегают с разрывом на подстилающих комплексах, но в ряде случаев, как отмечает И. М. Сперанская (1963а, б, 1964), единичные покровы подобных эффузивов отмечаются в разрезе кислых толщ, в частности среди образований залегающей выше ольской свиты.

Ольская свита (верхняя группа отложений) пользуется в районе ограниченным распространением и образует изолированные поля, с одним из которых связана Арманская кальдера. Толща представлена двумя горизонтами спекшихся липаритовых туфов. Для отложений нижнего горизонта свиты значительная степень спекания не свойственна, но отмечается сильная перекристаллизация пород. Верхний горизонт образован сильно сваренными туфами, не затронутыми перекристаллизацией.

Вулканогенные образования палеогенового возраста в Арманском прогибе сложены оливиновыми и двупироксеновыми базальтами и андезито-базальтами, образующими платформы. Платобазальты вытянуты в виде цепочки полей, ориентированной диагонально по отношению к общему простиранию пояса, и с несогласием залегают на подстилающих отложениях.

Арманская кальдера

Впервые Арманская кальдера как самостоятельная структура была выделена И. М. Сперанской (1963 в, г). Изучая вулканогенные образования среднего течения р. Армань, она установила их приуроченность к крупной депрессии, осложненной в восточной части куполовидным поднятием. Ее исследования доказали одновозрастность отложений пород кислого состава, ранее описанных как разновозрастные свиты, и позволили установить отношения родства между вулканогенными отложениями и интрузивными образованиями, которые связаны с центральной частью куполовидного поднятия. По мнению И. М. Сперанской, интрузии фиксируют вулканические центры, через которые происходили излияния. Для вулканогенных образований И. М. Сперанская (1966а) предложила классификацию, которой мы и будем придерживаться в дальнейшем.

В 1968 г. в районе среднего течения р. Армань специальные работы проводились автором и Р. А. Ереминым. Исследования способствовали выяснению строения вулканической просадки, установлению взаимоотношений между основными ее структурными элементами и позволили идентифицировать просадку как кальдеру.

Кальдера (рис. 3) представляет собой крупную котловину, заполненную вулканогенными образованиями ольской свиты (Еремин, Ярмюк, 1969б; Ярмюк, 1970). В плане она отличается сложными очертаниями и имеет вид треугольника со сторонами в 25—30 км и площадью более 300 км². С восточной стороны кальдера осложнена куполовидным поднятием пород комплекса основания. Окружена она выходами отложений нараульской и арманской свит (породы комплекса основания кальдеры), к которым в пределах северо-западного обрамления структуры добавляются сравнительно маломощные, пространственно разобщенные поля интимбригов ольской свиты.

Граница кальдеры представлена кольцом разрывных нарушений сбросового типа, по которым центральная часть опущена относительно обрамляющих образований. Пограничные разломы образуют пояса разрывных нарушений различной ширины и в рельефе выражаются V-образными депрессиями, в известной степени контролирующими гидросеть.

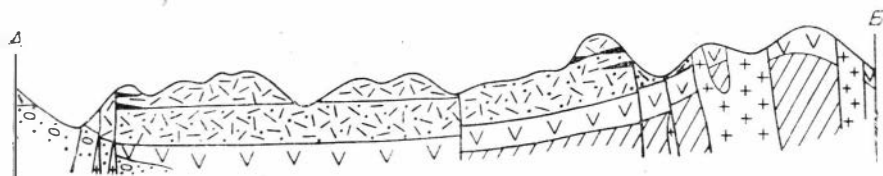
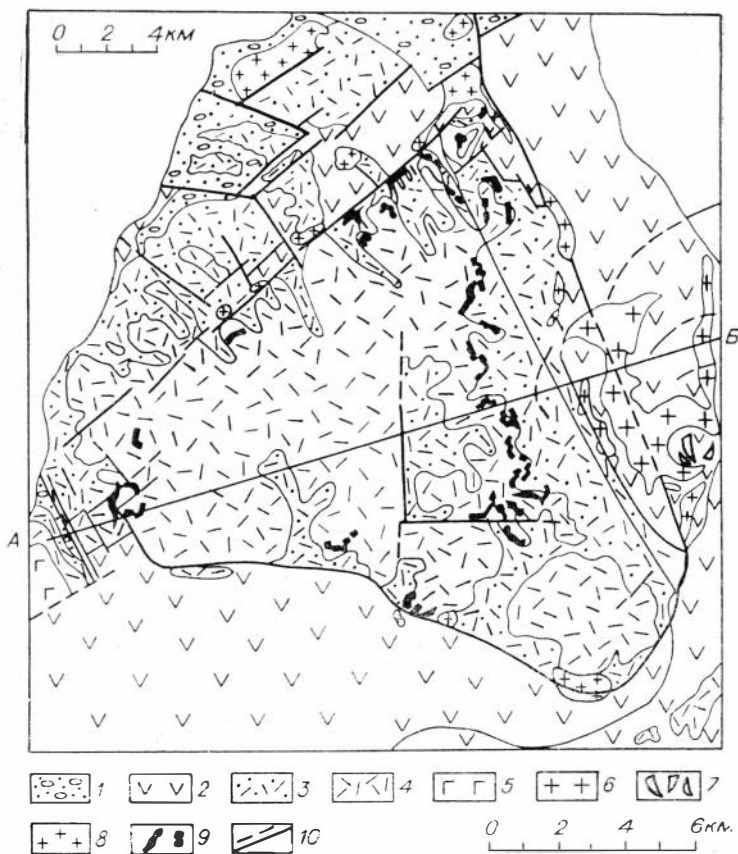


Рис. 3. Геологическое строение Арманской кальдеры:

1 — песчано-конгломератовая толща; 2 — толща палеотипных андезитов; 3 — горизонт слабо сваренных сильно перекристаллизованных игнимбритов; 4 — горизонт сильно сваренных игнимбритов; 5 — покровы базальтов; 6 — интрузии гранитоидов; 7 — дайки гранит-порфиоров; 8 — субвулканические интрузии; 9 — дайки, залежи, экструзии витрофиров; 10 — разломы.

Разлом, ограничивающий структуру с юга, имеет извилистые очертания и на всем протяжении выражается широкой траншееподобной депрессией. Ширина ее достигает 200—300 м и лишь в пределах водоразделов сужается до 50—100 м. Южное крыло разлома слагают породы комплекса основания, которые в восточной части представлены главным образом песчано-конгломератовыми отложениями арманской свиты с редкими покровами андезитов, а в западной — преимущественно толщами андезитов нараулийской свиты. Игнимбриты ольской свиты в южном крыле распространены локально и встречаются в виде изолированного поля на правобережье р. Хаканджи. Северное крыло разлома слагают игнимбриты ольской свиты.

Плохая обнаженность в зоне разлома не позволяет произвести детальное исследование его структуры, однако известно следующее:

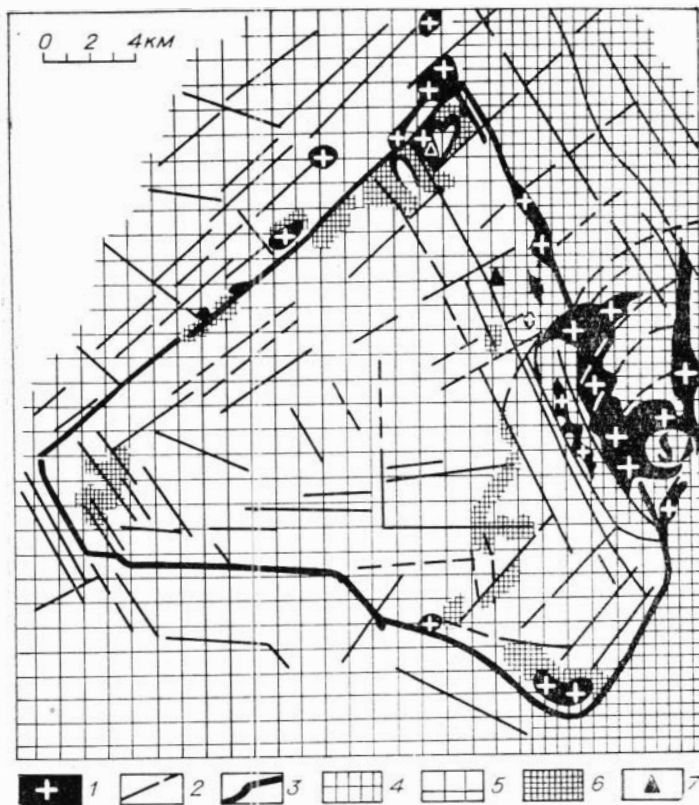


Рис. 4. Размещение разломов и полей гидротермально измененных пород:

1 — интрузивные тела; 2 — разломы; 3 — границы кальдеры; 4 — среднетемпературные пропилиты; 5 — низкотемпературные пропилиты и слабо измененные породы; 6 — зоны аргиллизации; 7 — золото-серебряные рудопроявления.

1. На водоразделе руч. Ночного и р. Хаканджи разлом представлен зоной дробленых пород шириной около 50—100 м, по которому приведены в соприкосновение с северной стороны игнимбриты верхних горизонтов ольской свиты, а с южной — песчано-конгломератовые отложения арманской свиты.

2. В правом борту р. Хаканджи вдоль разлома прослеживается дайка флюидалных липаритов, простирающаяся на 1—1,5 км, флюидалность в липаритах ориентирована вертикально или очень круто погружается от центра структуры.

Исходя из этого можно заключить, что пограничный разлом южной границы представляет собой зону дробленых пород шириной около 100 м типа нормального сброса. Амплитуда опускания по разлому оценивается до 1 км.

Восточная граница кальдеры определяется четырехкилометровой зоной субпараллельных нарушений (рис. 4), протягивающихся в северо-западном направлении вдоль р. Аган, ручьев Финиш и Утесный. С востока разломная зона ограничивается крупным нарушением, которое на севере, в долине руч. Финиш, разделяет игнимбритовые толщи кальдеры и андезиты нараулийской свиты, а в южной части, в пределах куполовидного поднятия, залегает в толще пород комплекса основания и контролирует размещение гранитоидных интрузий. Строение интрузий дает возможность предполагать, что плоскость разлома погружается

вертикально или слабо наклонена в восточном направлении. Более определенно о структуре разломной зоны можно судить, опираясь на сведения о строении внутренних ее участков.

По данным исследований Л. П. Смоленского, на левобережье р. Аган по нарушению, представленному зоной брекчированных пород мощностью около 100 м приведены в соприкосновение андезиты нараулийской свиты (восточное крыло) и нижние горизонты игнимбритовой толщи. Контакт зоны дробления с андезитами характеризуется рваными ограничениями и значительно брекчирован. Западный контакт относительно ровный. Зона брекчирования заполнена брекчией андезитов, осадочных пород, гранитов и в меньшей степени игнимбритовых пород ольской свиты. С разломом связаны выходы вулканических брекчий и даек гранитов. Геометрически разлом представляет собой структуру взбросового типа, плоскость сместителя которого погружается в северо-восточном направлении под углами 70—80°. Амплитуда опускания по разлому, по оценке Л. П. Смоленского, достигает 500 м.

Западное ограничение разломной зоны в виде протяженного нарушения прослеживается вдоль р. Аган и руч. Утесного. На правобережье р. Аган разлом представлен 500-метровой зоной вулканических брекчий, с которыми связаны многочисленные дайки витрофиров (исследования Л. П. Смоленского). Породы в зоне дробления подверглись гидротермальной обработке и в значительной степени окварцованы, каолинизированы и алунитизированы. Западное крыло разлома опущено на 200—300 м и сложено верхними горизонтами игнимбритовой толщи.

Итак, восточную границу кальдеры можно определить как систему разрывов, поверхности сместителей которых погружаются в сторону от центральной части кальдеры под довольно крутыми углами — 80°; суммарное смещение по ним центрального блока, замеренное в долике руч. Финиш, превышает 1 км.

Вдоль северо-западной границы кальдеры прослеживается линейная зона разрывных нарушений. В западной части она имеет ширину порядка 1—2 км, но к востоку разломы постепенно расходятся и в районе руч. Утесного ширина пояса достигает 5—6 км.

Зона разломов раздроблена многочисленными нарушениями и в первом приближении состоит из двух участков — внутреннего и внешнего (по отношению к кальдере), разделенных главным разломом.

Главный разлом в виде сплошного нарушения протягивается вдоль всей зоны и служит основным магмоконтролирующим нарушением, с которым связаны интрузии субвулканических липаритов и многочисленные дайки витрофиров. К югу от главного разлома распространены главным образом игнимбриты ольской свиты, тогда как северное крыло сложено как породами комплекса основания, так и маломощными разобщенными покровами игнимбритов.

Южная подзона разлома шириной от 3—4 км на востоке до 1—1,5 км на западе состоит из системы блоков, последовательно погружающихся к центральной части кальдеры. Амплитуда перемещения блоков изменяется от сотен метров вблизи главного разлома до нескольких метров в удалении от него.

Для внешнего участка зоны разломов в целом свойственны неупорядоченные по знаку перемещения при средней незначительной амплитуде. Лишь в непосредственной близости от главного разлома в пределах пояса шириной менее 1 км опускания происходят к центру просадки, но и здесь отмечается поперечная неупорядоченность размещения блоков.

Особенности строения разломов оценивались в коренном залегании. На междуречье Утесный — Финиш в районе горы Алушитовой в верти-

кальном обнажении выявлена зона дробления шириной около 60 м, принадлежащая разлому северо-восточного простирания. По разлому в соприкосновение приведены андезиты нараулийской свиты и нижние горизонты игнимбритовой толщи, поэтому амплитуда его оценивается в несколько сотен метров. Плоскость разлома погружается в северо-западном направлении под углом 80°. По данным Л. П. Смоленского, на междуречье Утесный—Финиш в основном преобладают разломы и трещины, падающие на северо-запад 300—320° под углами 70—90°.

Таким образом, можно заключить, что в целом для северо-западной границы кальдеры характерны круто погружающиеся от ее центра разломы, по которым южное крыло опущено по крайней мере на несколько сотен метров, возможно до 1 км.

Результаты изучения границы кальдеры в разных ее участках позволяют утверждать, что кальдера окружена кольцом разломов сбросового типа, по которым центральная часть погружена примерно на 1 км; что пограничные разломы представляют собой широкие пояса разрывных нарушений, в пределах которых опускания происходят главным образом к центру кальдеры; что в большинстве случаев разломы погружаются от центра кальдеры под довольно крутыми углами — примерно 70—90°.

Заполнение кальдер представлено отложениями ольской свиты, определяющим типом которой являются в различной степени спекшиеся туфы.

На правобережье р. Аган разрез этих отложений выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Светло-серые псефитовые липаритовые туфы с обломками андезитов и осадочных пород. В верхних частях пачки туфы сменяются светло-серыми умеренно сваренными игнимбритами. Мощность более 30 м.

2. Светло-серые и светло-зеленые туфы и игнимбриты. Пачка начинается слабо сваренными пелловыми туфами. В средней части возрастает количество и размер обломков андезитов и туфогенно-осадочных пород. К верхней части горизонта количество обломочного материала резко сокращается, но появляется до 5% вкрапленников плагиоклазов. Мощность 60 м.

3. Светло-серые сильно перекристаллизованные сваренные туфы. Содержание кристаллокластики достигает 10%. Мощность 60 м.

4. Светло-зеленые пятнистые за счет более темных обломков стекла игнимбриты. Мощность 50 м.

5. Светло-серые и темно-зеленые сильно сваренные витроигнимбриты. Породы нижней части пачки содержат значительное количество обломочного материала (около 20%) и вкрапленников, преимущественно плагиоклазов. В средней части пачки количество обломочного материала резко сокращается при одновременном увеличении содержания вкрапленников плагиоклазов и биотита, изредка появляются зерна кварца. Верхняя часть пачки характеризуется скачкообразным увеличением содержания вкрапленников главным образом за счет кварца, количество которого превышает 10%. Мощность 30 м.

6. Плотные сильно сваренные порфиروкластические игнимбриты. Около 50% породы составляют вкрапленники плагиоклазов, кварца и биотита. Цвет пород пачки изменяется от темно-серого до светло-серого и зеленовато-серого. Мощность 20 м.

7. Межпластовая залежь черных витрофиром. Мощность 4 м.

8. Игнимбриты, подобные игнимбритам пачки 6. Мощность 30 м.

9. Межпластовая залежь витрофиром. Мощность 1,5 м.

10. Темно-серые, с зеленоватым оттенком, сильно сваренные порфирокластические игнимбриты. Мощность 10 м.

11. Черные витрофиры. Мощность 2 м.

12. Темно-коричневое сильно сваренные порфиорокластические игнимбриты. Мощность 50 м.

13. Черные витрофиры. Мощность 4 м.

14. Коричневые сильно сваренные игнимбриты с редкими гомеогенными включениями гранитоидов. Мощность 110 м.

15. Витрофировая залежь. Мощность 4 м.

16. Зеленовато-серые плотные порфиорокластические игнимбриты в средней части пачки с витрофировой залежью. Мощность 80 м.

17. Бледно-зеленые плотные порфиорокластические игнимбриты, в нижней части с прослоем черных витрофиров. Мощность 50 м.

18. Зеленые слабо сваренные туфы, обладающие большим сходством с породами пачки 4. Мощность более 20 м.

Для того чтобы можно было судить в общих чертах о характере изменения разреза в различных частях кальдеры, приведем разрез, описанный в верховьях руч. Финиш (снизу вверх):

1. Светло-зеленые псефитовые слабо сваренные туфы с обломками андезитов и осадочных пород, вкрапленников полевых шпатов около 10%. Мощность 80 м.

2. Зеленовато-серые витроигнимбриты с многочисленными (до 20%) обломками черных углистых сланцев. Мощность 45 м.

3. Серые тонкополосчатые витроигнимбриты; 20% объема породы составляют вкрапленники полевых шпатов. Мощность 40—50 м.

4. Чередующиеся тонкослоистые туфы и игнимбритовые прослои. Верхние горизонты представлены слабо сваренными витроигнимбритами. Мощность 50 м.

5. Межпластовое тело андезитов. Мощность на протяжении 1 км изменяется от 0 до 60 м.

6. Зеленые сильно перекристаллизованные витроигнимбриты. Мощность 30 м.

7. Светло-серые, с зеленоватым оттенком, сильно сваренные порфиорокластические игнимбриты. Количество вкрапленников по сравнению с нижними горизонтами резко увеличивается и составляет в среднем для пачки 50%. Среди обломочных пород отмечаются обломки гранитного состава и сходные с ними гомеогенные включения. Толща по мощности превосходит 400 м, но по разрезу отмечается лишь изменение окраски пород и несколько варьирует содержание обломков и кристаллических вкрапленников. В нижней части пачки наблюдается мощная, до 40 м, залежь черных витрофиров.

Сопоставление разрезов позволяет заключить, что по геологическим и петрографическим признакам толща подразделяется на два горизонта, не разделенные эрозийным перерывом. Двучленное строение разреза выдерживается по всей площади кальдеры, но совместные, более или менее полные разрезы обоих горизонтов наблюдаются главным образом в восточной части, тогда как к западу развиты лишь образования верхнего горизонта, а нижний представлен лишь верхними покровами.

Для нижнего горизонта характерны слабо сваренные сильноперекристаллизованные спекшиеся туфы. Значительная перекристаллизация связующей массы сближает эти породы с перуанскими силларами. И. М. Сперанская (1966а) относит их к гналоигнимбритам. В нижней части толщи гналоигнимбритов наблюдается значительное количество чужеродного обломочного материала, представленного породами комплекса основания, при незначительном содержании кристаллокластики, состоящей преимущественно из плагиоклазов, главным образом альбит-олигоклаза, роговой обманки и биотита. Отношение объема фенокристов к основной массе, как правило, возрастает к верхним частям горизонта, где в составе кристаллокластического материала появляется даже кварц.

весьма не характерный для гиалогнимбригов. Важно, что в горизонте 5 аганского разреза содержание кварца резко возрастает до 10% и более, и этот горизонт является, в сущности, связующим звеном между породами нижней толщи гиалогнимбригов и вышележащими образованиями.

Гиалогнимбригы слагают серию единичных литологически однородных потоков мощностью от 20—30 до 120 м. Сопоставление разрезов показывает, что мощность отдельных потоков не выдерживается по простиранию и изменяется вплоть до выклинивания. Строение единичных потоков обнаруживает общие закономерности. Низы их, как правило, сложены грубообломочными породами с большим количеством обломков пород комплекса основания, которые почти полностью исчезают в верхних частях покровов. Центральные части отличаются более значительной сортированностью и однородностью слагающего их материала; иногда им свойственны эвтакситовые текстуры.

С горизонтом гиалогнимбригов связаны локально распространенные грубообломочные породы типа вулканических брекчий. Они образуют небольшие линзообразные линейно-вытянутые тела, которые занимают секущее положение по отношению к толще гиалогнимбригов и прорезают ее частично или полностью. В районе горы Алунитовой подобное тело в краевых частях имеет мощность около 20—40 м, а в центре оно прорвано субвулканической интрузией. Брекчии представлены обломками игнимбригов, липаритов, андезитов и песчано-сланцевых пород. Размеры обломков достигают 30 см и более. Брекчии пересланяются с обычными псефитовыми туфами, в которых тем не менее отмечается около 10% бомбочек и лапилей. По-видимому, места локализации вулканических брекчий можно отождествить с центрами, через которые происходили излияния, сформировавшие, по крайней мере, толщу гиалогнимбригов, тем более что она сосредоточена в пределах разрывных зон, ограничивающих кальдеру, и в ряде случаев с ними связаны гипабиссальные интрузии. Более того, с вулканическим центром горы Алунитовой, например, связан поток флюидальных сферолипаритов, который по простиранию быстро выклинивается.

Игнимбригы нижнего горизонта выстилают дно кальдеры. Они залегают несогласно на породах комплекса основания и везде подстилают отложения верхнего горизонта. Главные выходы гиалогнимбригов приурочены к восточному, наиболее эродированному краю кальдеры, где они слагают на западном крыле куполовидного поднятия моноклиналъ с углами падения 20—30°. С восточной стороны моноклиналъ оборвана флексурой, связанной с разломами северо-западного простирания. К западу моноклиналъ выволаживается, и толщи гиалогнимбригов погружаются под отложения верхнего горизонта ольской свиты. За границами кальдеры гиалогнимбригы распространены в основном в северо-западной части района, где они слагают обширные поля незначительной мощности и несогласно перекрывают различные горизонты комплекса основания, по-видимому, выклиниваясь к северу.

В пределах кальдеры разрезы нижнего горизонта нигде не вскрыты на полную мощность, но видимая его мощность достигает 500 м. Общая мощность игнимбриговых отложений этого типа оценивается с привлечением данных об обрамлении кальдеры более чем в 600 м, а объемом, вероятно, превышает 180—200 км³.

Гиалогнимбригы согласно перекрываются горизонтом порфирокластических игнимбригов, которые сплошным чехлом покрывают западную часть кальдеры (см. рис. 3). Они завершают разрез вулканогенных образований, связанных с деятельностью кальдеры, и перекрываются лишь маломощным покровом слабо сваренных туфов, обнажаю-

щихся на самых возвышенных водоразделах и внешне очень сходных с силларами.

Порфирокластические игнимбриты представлены плотными сильно сваренными породами, которым свойственна ясно выраженная этаксиповая текстура. По сравнению с гиаоигнимбритами в них резко возрастает содержание кристаллокластической фракции. Среди вкрапленников присутствуют кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз), калинастровый полевоы шпат (анортоклаз) и цветные минералы — биотит, амфибол, реже моноклиный и ромбический пироксены. Содержание чуждых включений резко сокращено. Состав инородных обломков, как и в силларах, связан с породами комплекса основания и интрузивными породами, развитыми по обрамлению кальдеры.

Отложения порфирокластических игнимбритов не имеют отчетливой зональности, связанной с существованием обособленных единичных потоков. Толща однородного строения весьма постоянна по разрезу, наиболее изменчива окраска пород, которая включает бурый, серый и зеленый цвет темных тонов. Мощность верхнего горизонта составляет около 400—500 м и несколько возрастает в западном направлении. За пределами кальдеры отложения порфирокластических игнимбритов встречаются лишь в виде небольших, пространственно разобщенных полей, где их мощность не превышает 100—200 м. Общий объем отложений верхней толщи оценивается в 120 км³.

Горизонт порфирокластических игнимбритов слабо наклонен в западном направлении, но у восточного края поля игнимбритов угол достигает 15—20°. Помимо этого основного наклона вблизи границ структуры существуют пограничные изменения условий залегания, выражающиеся в слабом, до 10°, погружении игнимбритов к центру. На расстоянии 1—2 км от границ этот наклон постепенно уменьшается и игнимбриты приобретают почти горизонтальное залегание.

В юго-восточной части кальдеры, на правобережье р. Агап, И. М. Сперанской была выделена мощная толща однородных нестратифицированных отложений. Они протягиваются в виде своеобразного вала вдоль южной оконечности структуры и не встречаются в других ее участках. Слагающие толщу породы отличаются высоким содержанием обломков кристаллов (до 60% от общего объема породы), умеренной или высокой степенью сваривания цемента и, по классификации И. М. Сперанской (1966а), относятся к кристаллокластическим игнимбритами. Толща подстилается отложениями гиаоигнимбритов и, хотя взаимоотношения ее с отложениями порфирокластических игнимбритов не были установлены, вероятно, является их фаціальным аналогом. Возможно, она отвечает так называемым «сложным покровам» (Смит, 1963) и возникла в результате уничтожения индивидуальных особенностей отдельных покровов при длительном остывании.

Итак, на основании приведенных данных о строении вулканической толщи в пределах кальдеры можно заключить, что основная часть игнимбритовых потоков образовалась в результате серии последовательных, сближенных во времени извержений, связанных одним этапом эруптивной деятельности. Нижняя толща гиаоигнимбритов сформировалась в условиях существования многочисленных эруптивных центров, фиксируемых телами вулканических брекчий. Многоцентровость явилась причиной резких фаціальных изменений в вертикальном и горизонтальном направлениях. Игнимбриты переслаиваются со слабо спекшимися туфами, иногда с быстро выклинивающимися потоками липаритов. Характерная особенность — увеличение к верхним частям разреза содержания кристаллокластики. Эти же изменения в меньшем масштабе наблюдаются и для некоторых покровов. Что касается толщи порфи-

рокластических игнимбритов, то она сформировалась, вероятно, после некоторой паузы в вулканическом процессе, отсюда и ее ярко выраженная особенность — резкое увеличение содержания в породе кристаллокластики. Однако этот перегиб не следует считать продолжительным, поскольку условия для подъема магмы, насыщенной кристаллами кварца, плагиоклаза и других минералов, существовали и в период последних извержений витроигнимбритов, что особенно наглядно выявляется на примере горизонта 5-го аганского разреза.

Располагая данными о мощностях слагающих кальдеру отложений, можно определить амплитуду погружения ее центральной части. В этом отношении наиболее удобен южный край кальдеры, где по сбросу граничат андезиты комплекса основания и верхние части горизонта порфиорокластических игнимбритов. Зная мощность гналоигнимбрита (600 м) и порфиорокластических игнимбритов (около 400 м), заключаем, что глубина просадки равна примерно 1000 м.

С разломами, ограничивающими кальдеру, связаны многочисленные субвулканические и гипабиссальные интрузии. Они слагают прерывистую цепь, полукольцом охватывающую кальдеру с востока (см. рис. 4). Интрузии залегают среди полей развития вулканоогенных образований и прорывают почти всю толщу излившихся пород, вплоть до горизонта порфиорокластических игнимбритов.

У восточного края кальдеры они обнажаются в пределах широкой зоны пограничной системы разломов. Наиболее мощные выходы интрузивных пород наблюдаются в центральной части куполовидного поднятия, где они слагают сложно построенный интрузивный массив Сфинкс. Массив сложен гранитами, структурные особенности и величина зерен в которых существенно зависят от положения относительно контактов (Сперанская, 1963а; Сперанская, Крутоус, Тимошенко, 1963). В наиболее глубоких частях интрузии породы средне- и реже крупнозернистые, но и по направлению к контактам появляются и начинают преобладать порфиоровидные породы; соответственно меняется структура основной массы — от гипидноморфнозернистой до гранофировой.

Выходы массива обнажаются на площади 13 км². В южной его части обособляется этмолит с диаметром воронки около 2 км (Сперанская, 1963в). С севера он окружен системой кольцевых разломов, концентрических относительно его центра и, вероятно, контролирующих его северный контакт. Поведение контактов этмолита, по данным полевых исследований Л. П. Смоленского, позволяет утверждать, что он представляет собой штокообразную интрузию с провесом кровли в центральной части.

К северу от этмолита массив раздваивается и продолжается в виде двух плитообразных интрузий (исследования Л. П. Смоленского), вытянутых вдоль нарушений субмеридионального простирания. Тела имеют крутые поверхности контактов и отличаются более или менее выдержанной мощностью, несколько возрастающей лишь в местах пересечения с кольцевыми разломами. У северной оконечности западного плитообразного тела в районе его пересечения с кольцевым нарушением руч. Коза наблюдается значительный раздув интрузии, который по особенностям строения представляет собой шток с куполовидной поверхностью, погружающейся под углами 50—60° под вмещающие толщи.

Центральная часть куполовидного поднятия восточного края кальдеры, заключенная между обоими крыльями массива, прорвана многочисленными пластовыми интрузиями, дайками и лакколитообразными телами, мощности которых изменяются от 1—2 до 100 м (Сперанская, 1963в). Эти интрузии располагаются либо концентрически относительно этмолита, либо занимают секущее, иногда радиальное положение. Несколько крупных интрузий располагается параллельно массиву Сфинкс.

Они связаны с западным крылом куполовидного поднятия и заполняют трещины отслаивания пограничной системы разломов. Интрузии вскрыты на склонах куполовидного поднятия на различных эрозионных уровнях, что позволяет восстановить вертикальное строение массива и высказать предположение относительно его взаимоотношений с излившимися образованиями. В непосредственной близости от Сфинкса они представлены мощными, до 200 м, дайками порфиroidных гранитов и гранит-порфиров, но к западу по направлению к менее эродированным участкам кальдеры сложены в основном гранит-порфирами, липаритами и витрофирами и залегают в пределах пограничных разломов, нередко среди выходов вулканических брекчий. Вулканические брекчий протягиваются вдоль северо-западных разломов и образуют тела мощностью до 500 м. В составе брекчий помимо обломков пород комплекса основания и игнимбритов встречаются обломки гранитов и гранодиоритов, тождественные породам интрузии. Таким образом, брекчий можно считать образованиями, одновозрастными гранитам Сфинкса, и даже их вулканическими аналогами, т. е. теми жерлами, через которые изливалась та же магма, которая сформировала массив Сфинкс. Вполне вероятно, что до возникновения куполовидного поднятия выходы массива на поверхность фиксировались вулканическими аппаратами.

Довольно крупная интрузия расположена в верховьях руч. Финиш. Между ней и массивом Сфинкс протягивается цепь небольших штоков и даек, сложенных породами гранитного состава. Они тяготеют к той же структурной зоне (восточному краю пограничной системы разломов) и, вероятно, являются выходами одного крупного трещинного тела, представленного на флангах массивом Сфинкс и интрузией руч. Финиш. Последняя интрузия сложена гранит-порфирами, гранофирами и липаритами. Петрографический облик пород зависит от положения в структуре интрузии. Менее раскристаллизованные породы тяготеют к контактам интрузии и к ее северной оконечности. К северу интрузия погружается под долину ручья и, по-видимому, продолжается в его левом борту, где появляется небольшая дайка гранофириров — мощностью около 30—50 м. Дайка имеет вертикальное залегание, прослеживается на расстоянии 4—4,5 км и в районе горы Алунитовой сочленяется со сложно построенным узлом интрузивных тел, представленных субвулканическими образованиями гор Алунитовой и Кучерявой, которые располагаются в пределах области сочленения северо-западной и восточной границ кальдеры.

Субвулканическая интрузия горы Алунитовой (Еремни, Ярмолюк, 1969а) сложена флюидальными липаритами с характерными шаровыми образованиями, размеры которых варьируют от 0,5 до 5 см и более. Она имеет в плане форму неправильного овала, вытянутого в северо-восточном направлении. Площадь ее поверхности 4 км², из них около 1,5 км² перекрыто кровлей, образованной серией потоков игнимбритов. Интрузия прорывает игнимбриты и палеотипные андезиты, образуя с ними крутые, а местами пологосекущие контакты.

Строение субвулкана довольно сложное и в первом приближении характеризуется грибообразной формой (рис. 5). Корневая часть интрузии представлена столбообразным телом, имеющим крутые рвущие контакты и почти вертикальные наклоны флюидалности слагающих ее фельзолипаритов. Кверху интрузия резко расширяется, переходя в асимметричную лополитообразную залежь, положение которой связано с верхними горизонтами игнимбритов типа силларов или с границей раздела между силларами и вышележащей толщей порфирокластических игнимбритов. Асимметрия залежи объясняется неодинаковым развитием ее крыльев. Наибольшей протяженностью пользуется западная часть,

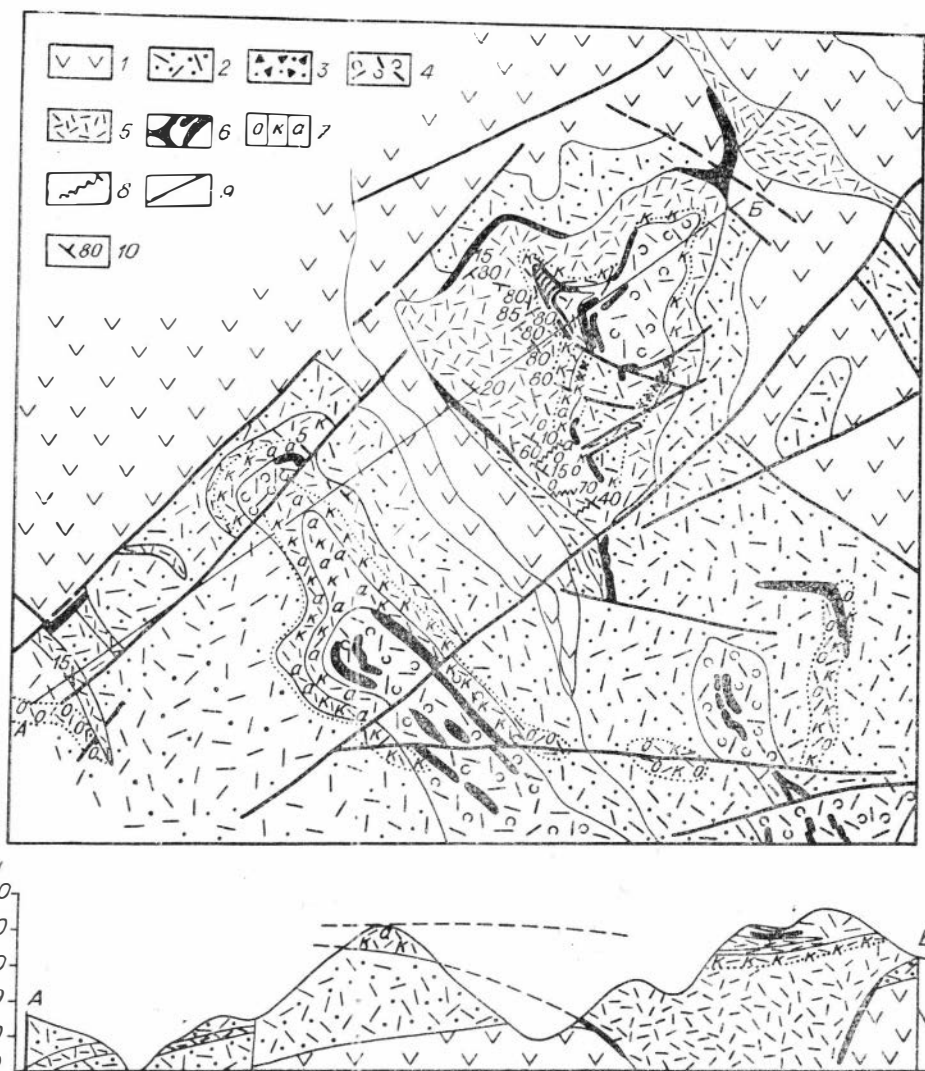


Рис. 5. Геологическое строение субвулканической интрузии горы Алуитовой:

1 — палеогеновые андезиты; 2 — слабо сзаренные перекристаллизованные игнимбрнты; 3 — горизонт туфобрекчий; 4 — сильно сваренные игнимбрнты; 5 — липарнты субвулканических интрузий; 6 — витрофировые контакты, дайкы и межпластовые залежи; 7 — зоны окварцевания (о), каолинизации (κ), алуинизации (а); 8 — адуляг-кварцевые жилы; 9 — разломы; 10 — элементы залегания.

вытягивающаяся более чем на 2 км на юго-запад и постепенно выклинивающаяся. В соответствии с формой субвулканического тела изменяется и характер флюиальности: она постепенно выполаживается к крайним частям и становится почти горизонтальной в пластовых крыльях интрузии, причем плоскости течения наклонены к центру субвулкана.

Вблизи контактов с вмещающими породами в липаритах образуется своеобразная зона закалки, представленная черными витрофирами. Последние связаны с липаритами постепенными переходами, что выражается не только в последовательной смене зернистости пород, но и прослеживании структур течения от липаритов до контакта через всю зону закалки, мощность которой может достигать нескольких метров.

Кровля субвулкана в виде незначительного по мощности (100—120 м) покрова вытягивается параллельно длинной оси интрузии. В пределах кровли по сбросу северо-западного простирания приведены в

соприкосновение различные горизонты игнимбритового комплекса, в связи с чем кровля делится на две части — восточную, сложенную порфирокластическими игнимбритами, и западную, сложенную гиалоигнимбритами. Реакция этих частей кровли на внедрение интрузии несколько различна: при значительном дроблении нижней части горизонта порфирокластических игнимбритов потоки гиалоигнимбритов почти сохранили свое первичное залегание. С зонами трещиноватости в кровле связаны инъекции витрофиров, образующих местами густую сеть прожилков. По-видимому, с такими же трещинами связаны и дайкообразные тела витрофиров, служившие подводными каналами к межпластовым витрофировым залежам. Интрузия окружена выходами вулканических брекчий, с которыми связан не выдержанный по простираанию поток сферолипаритов. Эти особенности интрузии позволяют рассматривать ее как экструзию в жерло вулкана, а всю совокупность геологических особенностей горы Алунитовой — как реликт древнего вулкана.

Интрузия горы Алунитовой с субвулканической интрузией горы Кучерявой сочленяется небольшой, около 10 м мощности, вертикальной дайкой витрофиров, которая протягивается от восточной оконечности горы Алунитовой к южному краю горы Кучерявой. Субвулканическая интрузия горы Кучерявой обладает широкой вершинной и несколько суженной нижней частями. Она сложена флюидалными и сферолитовыми липаритами, которые в отличие от пород горы Алунитовой не затронуты наложенными гидротермальными процессами.

К северо-востоку, вдоль пограничной зоны разломов северного края кальдеры, интрузии не так многочисленны и обнажены значительно слабее. Преобладающий тип интрузии — крупные дайкообразные тела, сложенные витрофирами и липаритами. К юго-западу, где эрозионный срез наиболее слабый, они не образуют крупных тел, а обнажаются в виде небольших изометричной формы куполов и штоков, между которыми прослеживаются дайки витрофиров, вытянутые вдоль зоны разломов.

Подобная картина наблюдается и в пределах южной границы кальдеры. В восточной ее части расположено довольно крупное субвулканическое тело, подобное интрузии горы Алунитовой. Эта интрузия также перекрыта кровлей порфирокластических игнимбритов и подверглась гидротермальной обработке. В западной части зоны разлома интрузии практически не встречаются и лишь на правом водоразделе руч. Ночного наблюдаются два небольших тела по 100—200 м в поперечнике. Они приурочены к разлому и прорывают с южной стороны породы комплекса основания, а с северной — толщу порфирокластических игнимбритов. На правобережье р. Хаканджи вдоль разлома прослеживается дайка флюидалных липаритов мощностью около 20 м.

Большим разнообразием в этой части кальдеры отличаются тела витрофиров. Они образуют комбинированные вертикальные и субпластовые интрузии и структурно тесно связаны с границей кальдеры. Крупные интрузии витрофиров имеются также в пределах западной оконечности структуры, где на правобережье руч. Жимолостного они образуют сложное сочетание штокообразных и плитообразных тел, приуроченных к плоскостям разломов.

Таким образом, интрузии почти сплошным кольцом окружают кальдеру. Чаще всего они отличаются крутым залеганием и дайкообразной формой, хотя среди них встречаются и различного рода штокообразные тела. Формы проявления интрузий на поверхности в значительной степени зависят от их местоположения в структуре кальдеры. Так, вдоль северо-западной границы они представлены небольшими изометричными телами, связанными с узлами пересечения разломов, а у восточной границы, в пределах куполовидного поднятия, образуют мощные линейно-

вытянутые трещинные тела. Вариации форм проявления интрузивного образования кальдеры в первом приближении можно объяснить неодинаковым уровнем эрозионного среза. В наиболее эродированных частях кальдеры (какой является восточная ее окраина) интрузии сложены поликристаллическими породами и залегают в виде вытянутых вдоль разломов тел. Сокращение величины эрозионного среза сопровождается уменьшением размеров интрузий; линейно-вытянутые тела распадаются на стдельные штоки, аналогами которых, вероятно, являются этмолит и купол Сфинкса на более глубоких уровнях. Штоки соединяются маломощными дайками или не связаны между собой. Параллельно уменьшению величины эрозионного среза и размеров интрузий происходит изменение структур слагающих их пород: поликристаллические породы (граниты, гранит-порфиры) сменяются слабо раскристаллизованными — липаритами и фельзолипаритами, т. е. породами типично эффузивного облика. Все это позволяет рассматривать данную группу интрузий как единую интрузивную систему, подвергшуюся расчленению под влиянием эрозионных процессов. Возможно, что на глубине интрузии объединяются в кольцевое тело, ограничивающее центральную просадку кальдеры.

Особое место среди интрузивных образований кальдеры занимают межпластовые залежи витрофиров. Они внедряются в толщу игнимбри-тов маломощными пластами и линзами и наиболее часто располагаются вдоль поверхности раздела между горизонтом витрои-гнимбри-тов и асф-фирокластическими игнимбри-тами. Значительное количество пластовых тел витрофиров наблюдается в разрезе верхнего горизонта, особенно в нижней его половине, изредка они встречаются в силларах. И. М. Сперанская в своих работах (1964, 1967) рассматривала витрофиры как сильно спекшиеся разности игнимбри-тов в основании мощных игнимбри-товых покровов. Мы придерживаемся иной точки зрения на их происхождение.

Полевые исследования позволили установить, что структурное положение витрофировых тел определяется разломами, ограничивающими и секущими кальдеру. Вблизи этих разломов витрофиры достигают наибольшей мощности и нередко слагают вертикальные дайки, приуроченные к зонам разломов. По направлению к центру кальдеры мощность витрофировых тел резко сокращается, и они, по-видимому, полностью исчезают. По форме залегания витрофировые тела представляют собой межпластовые образования различной морфологии, среди которых можно выделить лакколитообразные тела, ступенчатые межпластовые залежи и пологосекущие дайки.

Наиболее широко распространенные формы залегания витрофиров — межпластовые залежи. Подобные тела, прослеживающиеся по простиранию на сотни метров, характеризуются ступенчатой формой (рис. 6, б). В наиболее типичных случаях витрофировая залежь состоит из линз, плитообразных и столбособразных тел, соединенных маломощными прослоями. Средняя мощность витрофировых пластов равна обычно 2—4 м, но скачки мощности на сравнительно коротких отрезках составляют величины от десятков сантиметров до 10 м и более. В плане линзообразные раздувы обладают угловатой, изометричной либо несколько вытянутой формой и граничат с игнимбри-тами, как правило, по крутым линейным контактам. Местами контакты приобретают зали-вообразную форму — витрофиры языками внедряются во вмещающие игнимбри-ты и продолжают в них по трещинам в виде тонких инъекций (см. рис. 6, а). Подошва и кровля витрофировых залежей редко бывают горизонтальными (в этом случае они параллельны флюидалности в игнимбри-тах) и обычно первыми угловатыми выступами внедряются в толщу игнимбри-тов. Иногда в витрофирах вдоль контактов и на не-

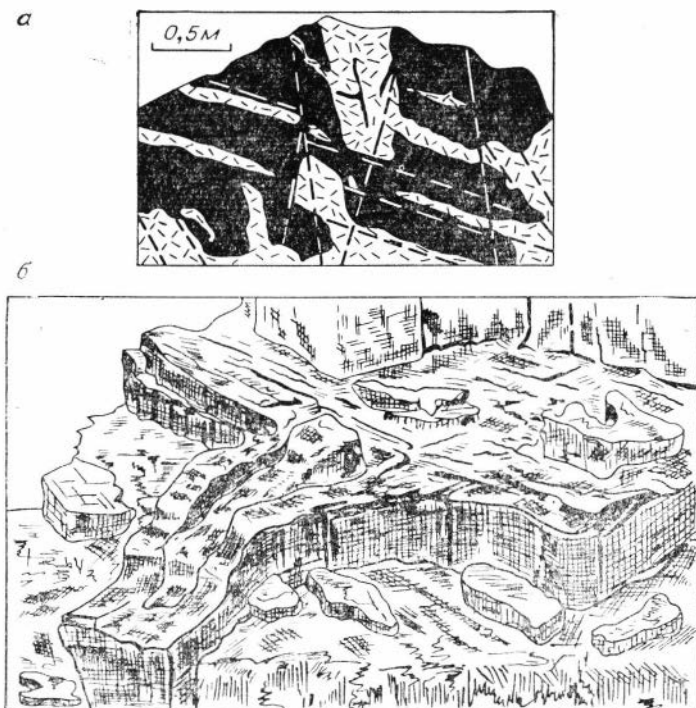


Рис. 6. Интрузивные витрофиры:

а — инъектирование витрофиров по трещинам в витроигнеимбриты; *б* — витрофировая залежь с подводным каналом в кровле субвулканической интрузии горы Алунитовой.

котором расстоянии от них встречаются щелевые полости, заполненные халцедоном или карбонатами. В игнеимбриках обнаруживаются измеряемые десятками сантиметрами зоны перекристаллизованных пород. В самих витрофирах иногда наблюдаются участки со сферолитовой раскристаллизацией стекла.

Следует упомянуть еще об одной форме проявления витрофиров, связанных с субвулканическими телами липаритов. В субвулканических интрузиях витрофиры нередко слагают краевые приконтактные зоны, мощность которых варьирует в широких пределах — от сантиметров до нескольких метров (например, интрузия горы Алунитовой). Непосредственные контакты субвулканических интрузий на отдельных участках представлены черными стеклами, постепенно сменяющимися на некотором расстоянии от контакта темными стекловатыми фельзитовыми породами и еще далее типичными флюидальными липаритами. Характерно, что такие текстурные особенности пород, как флюиальность, иногда прослеживаются через всю эндоконтактную зону.

Изучение пластовых витрофировых инъекций в пределах игнеимбритовой кровли над субвулканической интрузией горы Алунитовой позволило выявить связь между ними и липаритами (Еремин, Ярмолюк, 1969а). Появление витрофиров в кровле устанавливается уже в непосредственной близости от контакта, где они в виде причудливой сети прожилков пронизывают сильно дробленные породы кровли, а выше слагают одно или два межпластовых тела. Витрофиры межпластовых тел связаны с липаритами субвулкана либо через вертикальные каналы (дайки), либо через многочисленные трещины, возникшие в результате дробления кровли при внедрении субвулканического тела.

В большинстве случаев, как уже отмечалось, вулканические стекла характеризуются порфировой структурой; стекловатая витрофирная или перлитовая основная их масса, как правило, не изменена. Она обычно изотропная, иногда частично раскристаллизована в фельзит. Показатели преломления арманских вулканических стекол колеблются в пределах 1,477—1,486, что указывает на их кислый риолитовый состав.

Процентное содержание фенокристов колеблется в довольно широких пределах, но общее их количество обычно превышает 15—20%. Среди вкраплеников наиболее распространены плагиоклазы (кислый андезит), калишатовые полевые шпаты с низкой и промежуточной степенью упорядоченности (анортотлаз, санидин) и кварц; реже встречаются моноклинный пироксен ряда диопсидгеденбергит, биотит и роговая обманка. В витрофирах нередко содержатся обломки андезитов и осадочных пород — отторженцев субстрата.

При микроскопическом изучении витрофирных липаритов привлекает внимание форма вкраплеников плагиоклазов, щелочных полевых шпатов и кварца и их взаимоотношения со стеклом; форма вкраплеников указанных минералов, нередко с глубокими бухтообразными ограничениями, свидетельствует о взаимодействии расплава с кристаллической фазой. Стекло вдоль ограничений вкраплеников имеет строение, свойственное ориентированным потокам. Какие-либо признаки кластического происхождения стекла за счет спекания пеплового материала отсутствуют. Наряду со следами течения стекла наблюдаются признаки дробления вкраплеников, что можно объяснить деформацией изгиба в потоке движущегося расплава. Одновременное погасание таких обломков подтверждает их принадлежность к одному кристаллическому зерну. Оплавление вкраплеников и следы течения материала свидетельствуют о достаточно высоких температурах, способствующих текучести вязкого кислого расплава.

Изложенные выше данные позволяют говорить, что пластовые образования витрофиров Арманской кальдеры в основном имеют лавовую природу и являются стекловатыми аналогами липаритов субвулканических тел. Пространственное положение витрофиров и структура кальдеры определяются ограничивающими ее разломами, вдоль которых располагаются и субвулканические тела липаритов. Очевидно, они связаны с одними и теми же подводными каналами. Внедрение витрофиров в толщу игнимбритов происходило путем инжектирования расплава вдоль ослабленных зон, каковыми служили границы между различными по физико-механическим свойствам горизонтами игнимбритов и отдельными потоками, а также плоскости течения. Ряд косвенных данных в сопоставлении с полевыми наблюдениями свидетельствует о том, что температурный режим при внедрении витрофиров был высок. В связи с этим расплав, из которого сформировались витрофиры, мог обладать относительно большой подвижностью, что способствовало появлению мало-мощных витрофирных тел на значительных площадях.

Между интрузивными и излившимися образованиями, участвующими в строении Арманской кальдеры, установлены следующие взаимоотношения (Ярмолюк, 1969):

1. Гранитный массив Сфинкс размещается среди пород комплекса основания и не имеет контактов с игнимбритовыми толщами. Исключением составляют небольшие апофизы и дайки гранит-порфиров, прорывающие по крайней мере низы игнимбритовой толщи.

2. Субвулканические интрузии и межпластовые залежи витрофиров залегают по окраинам поля развития игнимбритов и прорывают их разрез вплоть до верхних частей игнимбритовой толщи.

Абсолютный возраст изверженных пород Арманской кальдеры

Порода	Автор коллекции	№ образ-ца	Аналитические данные			Воз-раст (±5 млн. лет)
			K, %	Ar ⁴⁰ , ·10 ⁻¹⁰ г/г	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	
Гранит (Сфинкс)	Е. К. Устнев, 1962 (ИГЕМ)	136	3,43	19,4	0,00465	77
То же	А. С. Красильников, 1966 (СВКНИИ)	215	3,06	13,5	0,00362	61
Гранодiorит (Сфинкс)	То же	105	2,10	11,7	0,00455	76
Диорит (Сфинкс)	Е. К. Устнев, 1962 (ИГЕМ)	189	1,49	7,6	0,00420	70
Липарит (субвулкани-ческое тело)	То же	529	3,74	19,1	0,00420	69
Игнимбрит (покров)	„	326	2,71	11,4	0,00345	58
Игнимбрит	„	307	2,57	13,8	0,00440	73
„	„	315	1,92	8,5	0,00363	60

Примечание. Для расчета принималась λ_{K} , равная $0,565 \times 10^{-10}$ лет⁻¹.

3. Обломки и включения гранитов и липаритов, слагающих интрузивные тела обрамления кальдеры, встречаются почти по всему разрезу игнимбритовых пород.

Все это позволяет вслед за И. М. Сперанской (1963 а) сделать вывод о практически одновременном формировании интрузивных и эффузивных пород. Этот вывод хорошо согласуется с результатами определения абсолютного возраста изверженных пород (табл. 2). Полученные значения, перекрывающие друг друга почти в рамках погрешности измерений, свидетельствуют о формировании изверженных пород на границе мела и палеогена.

Помимо кислых интрузивных пород, структурно и генетически связанных с кальдерой, в ее строении принимают участие многочисленные дайки днабазовых порфиритов. Они прослеживаются преимущественно вдоль северной границы кальдеры в северо-восточном направлении и приурочены к разломам, параллельным Арmano-Среднеканскому региональному разлому. Дайки пересекают игнимбритовые толщи обычно в виде вертикальных тел, но иногда встречаются штокообразные и пластовые интрузии (верховья ручьев Утесный и Финиш). Характер взаимоотношений даек со строением кальдеры и толщами, ее выполняющими, структурная приуроченность к разломам северо-восточного простирания, которые контролируют вулканическую деятельность основного состава, позволяют с уверенностью утверждать их послекальдерный, вероятно, палеогеновый возраст.

Гидротермально измененные породы, с которыми пространственно и генетически связано золото-серебряное и ртутное оруденение, широко представлены в самой кальдере и ее обрамлении. Изучались они Р. А. Ереминым. Наиболее характерным типом изменения, коснувшегося в той или иной степени всех вулканогенных пород, в среднем течении р. Армань является пропилитизация, отвечающая преимущественно субвулканической фации глубинности Д. С. Коржинского (1961) и характеризующая температурный интервал от средне- до низкотемпературных условий.

Среднетемпературная пропилитизация, внешние контуры которой фиксируются развитием эпидота, охватывает преимущественно породы комплекса основания («палеотипные» андезиты и дациты параулийской свиты и их субвулканические аналоги), причем из них вокруг просадки

образуется почти сплошное кольцо, пространственно совмещенное с пограничными разломами. Комплекс минеральных новообразований, характеризующих пропилитизацию, включает хлорит, эпидот, карбонат, альбит, серицит, кварц, пренит (очень редко), пирит, лейкоксен. В качестве примесей присутствуют сфен, магнетит, гематит, минералы группы скаполита и каолинита и др. Пропилитам свойственно сохранение первичной структуры породы и избирательность замещения: при полном разложении вкрапленников темноцветных минералов (пироксена, роговой обманки, биотита) во всех зонах в качестве метастабильных продуктов сохраняются плагноклазы (андезин — лабрадор).

Почти все интрузивные тела, обнажающиеся на участках развития пропилитизации, в той или иной степени подверглись аналогичным изменениям. В приконтактных частях относительно крупных тел фиксируются локально развитые сравнительно высокотемпературные парагенезисы пропилитов — актинолитсодержащие. В экзоконтакте массива Сфинкс это актинолитсодержащие парагенезисы, проявленные на фоне пропилитизации хлорит-эпидотовой ступени. В других местах встречаются парагенезисы на фоне слабой хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. Минералы, характеризующие температурный градиент, развиваются и в самих интрузиях. Среднетемпературная пропилитизация в массиве Сфинкс отчетливо наложена на биотит-амфиболовые роговики магматической стадии.

Согласно представлениям вулканологов, в современных гидротермальных системах, аналогом которых, несомненно, является рассматриваемая структура, генерация термоаномалий, с которыми связаны гидротермальная деятельность и метаморфизм пород, обусловлена рядом взаимодействующих процессов. В прогреве гидротермальных систем наряду с региональным тепловым потоком могут участвовать близповерхностный магматический очаг, остывающий на небольшой глубине, а также глубинный высоконагретый флюид («эндогенный пар», по В. В. Аверьеву (1966)); «затухающие трансмагматические растворы, по Д. С. Коржинскому). В свете подобных представлений связь гидротермального метаморфизма (в частности, пропилитизации) с субвулканическими интрузиями гранитоидов должна рассматриваться как парагенетическая. Пропилитовые изменения в районе кальдеры не обнаруживают приуроченности к конкретным интрузиям, вследствие чего эти тела не являются центрами температурной фациальной зональности. Последнее, как известно, служит одним из основных отличий пропилитов от во многом сходных с ними продуктов регионально-контактного метаморфизма. Применительно к Арманской кальдере зональность пропилитов можно рассматривать только как латеральную.

Изменения, которым подвергались породы игнимбритового комплекса, относятся к низкотемпературной пропилитизации. Положение их в вертикальном разрезе хорошо иллюстрирует известное представление Д. С. Коржинского (1962) о выпадении среднетемпературных фаций метаморфизма на глубине около 1 км в связи с фазовыми переходами воды и химической дифференциацией гидротерм. Как видно из рис. 4, размещение продуктов гидротермального метаморфизма средние- и низкотемпературных фаций в целом обнаруживает отчетливую зависимость от глубины эрозионного среза и в пределах обрамления кальдеры.

В верхних частях разреза гидротермально измененных пород пропилиты сменяются окварцованными, каолинитизированными и адунитизированными породами, слагающими цепочки изометричных или линейно-вытянутых полей преимущественно в периферических частях кальдеры и фиксирующими очаги разгрузки глубинных гидротерм. Очаги разгрузки были приурочены к узлам пересечения кальдерных разрывов с более

древними региональными разломами скрытого характера. Гидротермально измененные породы, представляющие собой внутренние фации порфиров — гидротермальные кварциты, гидротермальные аргиллиты, — как правило, не встречаются выше горизонта силларов. Слабо сваренные илгнимбриты нижнего горизонта служили хорошими проводниками для мигрирующих растворов, в то время как толща порфирокластических илгнимбритов была, по-видимому, водоупором. Экранирующую роль верхнего горизонта в значительной степени объясняется интенсивное развитие продуктов кислотного выщелачивания, слагающих надрудные зоны аргиллизации в виде «сульфатных шляп» непосредственно под подошвой порфирокластических илгнимбритов.

Золото-серебряные рудопоявления района расположены в северной периферической части кальдеры. Оруденение локализуется в адуляр-кварцевых жилах и штокверковых зонах. По составу продуктивных минеральных ассоциаций рудопоявления относятся к золото-пираргиритовому (Утесное) и золото-аргентитовому (Финиш) типам золото-серебряной формации. Рудопоявления связаны между собой фаціальными переходами; они различаются по глубине эрозионного среза.

В первом случае (рис. 7, а) рудные тела, представленные жилами и зонами метасоматического окварцевания, залегают в пределах полевого

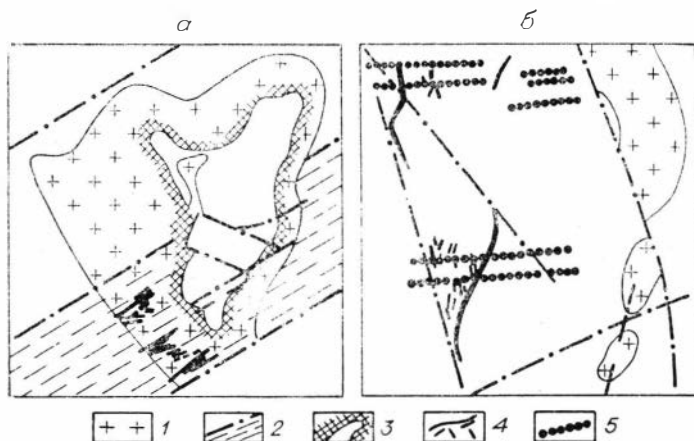


Рис. 7. Рудопоявления Арманской кальдеры:
 а — Утесное; б — Финиш; 1 — субвулканические интрузии; 2 — зоны разрывных нарушений; 3 — гидротермальные аргиллиты; 4 — рудные тела; 5 — послерудные дайки диабазов.

крыла лополитособразного тела флюидальных липаритов, совпадая по простиранию с направлением Армяно-Среднеканской зоны разломов. Околорудно измененные породы слагают линейную зону, локализованную строго вблизи рудоконтролирующих разломов среди слабо измененных вулканитов.

Во втором случае (см. рис. 7, б) адуляр-кварцевые жилы, размещающиеся в стратифицированной толще силларов, связаны с несколькими системами трещин. Рудоконтролирующие разрывы, сопровождавшие процесс кальдерообразования, сформировались как нарушения, оперяющие систему разломов северо-западного простирания. Околорудные изменения относятся к площадному типу с незначительно развитыми околожильными фациями.

При некоторых различиях структурных условий формирования рудопоявлений общим для них является то, что и в том и другом случае оруденение контролируется уже упоминавшимися системами региональ-

ных разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Следует при этом отметить, что Карамкенский региональный разлом служит основной рудоконтролирующей структурой Охотско-Колымской золотоносной зоны вулканогенного пояса. Приуроченность рудопроявлений к периферическим частям отрицательных вулканоструктур или платоэффузивных полей при рудоконтролирующей роли протяженных зон глубоких разломов — явление весьма распространенное для Охотско-Чукотского пояса (Юдин и др., 1967).

Строение кальдеры определяется многочисленными разрывными нарушениями и куполовидным поднятием восточного края структуры (см. рис. 2 и 3).

Поднятие представляет собой слабо вытянутое в северо-западном направлении куполовидное вздутие пород комплекса основания и подчеркивается периклинальным залеганием разновозрастных отложений на его склонах (Сперанская, 1963а), распределение которых свидетельствует о «послекальдерном» происхождении поднятия. Со сводовой его частью связаны выходы сложной построенной интрузии гранитов Сфинкс. Выходы интрузии в виде плитообразных тел протягиваются в северо-западном и северном направлениях и ограничивают центральную часть купола, в которой практически не проявились связанные с поднятием разрывные дислокации.

Купол имеет искаженную трапециевидную форму и ограничивается системой разноориентированных нарушений, образующих на его склонах концентрические серии. С восточной стороны он обрывается разломом субширотного простирания, с которым совпадает восточная трещиновая интрузия массива Сфинкс.

Северная часть купола осложнена серией кольцевых нарушений. Они расположены концентрично относительно этмолита и осуществляют контроль над гидросетью. Разломы расчленяют склон поднятия на цилиндрические блоки, последовательно погружающиеся к северу. Наибольшее смещение зафиксировано по разлому, контролирующему долину руч. Коза и являющемуся северной границей купола. По этому разлому приведены в соприкосновение нижние горизонты игнимбритовой толщи (северное крыло) и андезиты нараулийской свиты, что позволяет оценить амплитуду перемещения в несколько сотен метров, но не менее 200 м.

Западные склоны поднятия расчленены серией субпараллельных нарушений северо-западного простирания, с которыми связаны многочисленные трещинные интрузии гранитов. Вероятно, поднятие не распространяется на правый берег р. Агаи и ограничивается расположенной вдоль долины системой нарушений. Поэтому вулканогенные образования западного борта сравнительно слабо эродированы и характеризуются лишь незначительным погружением в западном направлении.

Взаимоотношения между кольцевыми разломами и разломами северо-западного простирания свидетельствуют об одновременном раскрытии трещин всех направлений в процессе внедрения массива Сфинкс и связанного с ним поднятия. Распределение интрузивных тел и их морфология подтверждают это. Трещинные интрузии массива Сфинкс контролируются пограничными разломами кальдеры, но в тех местах, где они пересекаются с кольцевыми, наблюдаются раздувы мощности плитообразных тел, и вдоль кольцевых разломов внедряются быстро выклинивающиеся апофизы, которым в удалении от основного тела интрузии отвечают лишь небольшие штоки.

Возраст куполовидного поднятия и его роль в строении кальдеры можно определить исходя из следующих положений: а) игнимбриты ольской свиты на склонах поднятия образуют флексуру, что свидетельствует о наложенном положении поднятия; б) интрузии массива Сфинкс

тесно связаны с вулканогенными образованиями, одновозрастны с кальдерой и находятся в структурной зависимости от ее строения; в) кольцевые разломы возникли в период становления купола в результате реализации растягивающих усилий на его склонах, поэтому они ограничены в своем проявлении только областью поднятия; в то же время эти разломы контролируют распределение гранитных апофиз, которые, как установлено выше, принадлежат кальдерной стадии развития структуры. Таким образом, закономерно предположить, что купол образовался на заключительных стадиях развития кальдеры после отложения основной массы игнимбритов, вероятно, в результате подъема магматических масс к поверхности Земли. Разломы северо-западного простирания служили проводниками для поднимающихся расплавов и, кроме того, несомненно, облегчали поднятие ограниченных ими блоков основания над внедрявшимися магматическими массивами. Кольцевые разломы возникли на склонах купола вследствие значительных растягивающих усилий и, вероятно, сформировались на поздних стадиях поднятия. Поэтому с ними не связаны крупные интрузии. Только вблизи магматических колонн в них происходят инъекции расплава.

По своей природе поднятие близко к так называемым резургентным куполам (Bailey, 1963). Эти купола появляются в результате внедрения магматических масс в основание вулканических просадок на заключительных стадиях их развития. Потому такие особенности Арманской кальдеры, как тесная структурная и временная связь с образованием кальдеры (при некотором запаздывании поднятия) и центральное положение интрузий в пределах купола позволяют считать его резургентным.

Если купол представляет собой структуру, наложенную на возникшую кальдерную просадку, то многочисленные разрывные нарушения, пересекающие ее центральную часть, появились в основном вследствие кальдерообразования. Эти разломы по направлению объединяются в несколько групп. Общий план их размещения повторяет контуры кальдеры и выражен системой разломов, концентричных с границей кальдеры (см. рис. 4). Они представлены нарушениями различных порядков размерности и характеризуются перемещениями сбросового типа. Общей закономерностью являются опускания внутренних по отношению к центру кальдеры блоков, но значительных погружений по ним не отмечается. Разломы контролируют расположение дайковых тел витрофиров, которые, вероятно, служили каналами для излияний порфирокластических игнимбритов (Еремни, Ярмолюк, 1969б) и, следовательно, возникли не позднее внедрения витрофиров.

Соотношения между структурами основания и строением кальдеры свидетельствуют о влиянии крупных региональных разломов — Арmano-Среднеканского и Карамкенского — на особенности строения вулканической просадки, характер ее ограничения и, наконец, местоположение. Разломы окружают кальдеру в секторе около 240° и образуют в ее районе широкие зоны разрывов по 8—10 км (см. рис. 3, 4). Зоны расчленены разломами на параллелепипедальные блоки и разделяются главными кальдерными разломами на две подзоны. Для внешней части разрывного пояса закономерность в распределении знака и амплитуды перемещений слагающих ее блоков не установлена. Иная структура внутренней подзоны. Отдельные ее блоки последовательно погружаются к центру кальдеры, а амплитуда их перемещения закономерно уменьшается.

Сравнительно небольшое количество разломов проявило «послекальдерную» активность. Подобные послекальдерные разломы устанавливаются главным образом благодаря своей почти повсеместно проявленной связи с дайками диабазовых порфиритов, относимых к ниж-

нему палеогену. Эти разломы группируются в основном в пределах северо-западной границы и тяготеют к Армано-Среднеканскому разлому, который в районе северного побережья Охотского моря контролирует распределение продуктов деятельности основного вулканизма (по Е. К. Устневу).

Несомненно, что региональные разломы, являясь крупными расколами основания, сыграли большую роль в формировании центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Они контролировали магматическую деятельность и разделяли области с различной тектонической историей. В месте пересечения разломов создавались благоприятные условия для возникновения кальдеры, поскольку высокая контрастность блоковых перемещений в результате развития таких разломов могла привести к образованию периферической магматической камеры — важнейшего элемента кальдерообразования (Мархинин, 1959, 1964). В дальнейшем разломы контролировали размещение магмовыводящих каналов и в период накопления толщи витронгнимбритов служили проводниками для поднимавшихся расплавов. Поэтому каналы для извержений располагаются в пределах разломов и практически не известны у южной границы структуры. В период кальдерного опускания участки региональных разломов оказались вовлеченными в процесс обрушения, поэтому некоторые особенности их строения подчинены структуре кальдеры. Появление резургентного поднятия в восточной части кальдеры, вероятно, связано с положением основных магмоподводящих каналов в зоне Карамкенского разлома.

Заканчивая описание Арманской структуры, необходимо отметить следующее:

1. Структура представляет собой вулканическую депрессию и ограничена кольцом разломов.

2. Депрессия выполнена мощной толщей изверженных пород, верхняя часть которой сформировалась в результате или одноактного процесса излияния, или серии тесно сближенных, что явилось причиной кальдерного обрушения. Объем вулканогенных образований, вероятно, равен размерам первоначально возникшей просадки, поскольку за пределами кальдеры они пользуются ограниченным распространением.

3. Пограничные разломы контролируют размещение многочисленных интрузивных образований, которые на глубине, вероятно, объединяются в интрузивное кольцо вокруг центральной просадки. Между интрузивными и вулканогенными образованиями устанавливаются временные и генетические связи, некоторые интрузивные тела можно рассматривать как образования, фиксирующие вулканические каналы.

4. Восточная часть кальдеры осложнена куполовидным поднятием пород комплекса основания, природа которого объясняется послекальдерным поднятием магматических масс.

Эти особенности структуры полностью отвечают определению кальдеры. То обстоятельство, что кальдера осложнена резургентным куполом, ставит ее в ряд резургентных структур.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ УЛЬИНСКОГО ПРОГИБА

Ульинский палеогенный прогиб принадлежит юго-западной оконечности Охотско-Чукотского вулканического пояса и расположен в пределах южного крыла Охотского массива (Чиков, 1970; Чертовских, 1964). Прогиб протягивается в северо-восточном направлении на 300 км и занимает площадь около 45 тыс. м². С запада он ограничен Бялякчанским глубинным разломом, обособляющим прогиб от Юдомского авлакогена.

В зоне разлома отмечается ступенчатое погружение блоков основания прогиба к его центральной части.

Относительно положения северо-восточной границы Ульяновского прогиба не существует единого мнения. В этой части прогиба наблюдается сложное строение подстилающего кристаллического фундамента, который по системе субпараллельных разломов северо-западного простирания образует систему блоков, погружающихся к юго-западу. Расхождения во взглядах исследователей в основном касаются вопроса о том, с каким из разломов конкретно связана граница прогиба. Р. Б. Умитбаев проводит ее по Охотско-Юдомскому разлому, Б. М. Чиков — по Кетандинскому глубинному разлому, однако данных для подтверждения той или иной точки зрения пока недостаточно; возможно, прогиб здесь центриклинально замыкается. С востока прогиб остается незамкнутым, и слагающие его вулканические образования погружаются в воды Охотского моря.

Внутренняя структура прогиба определяется разломами древнего заложения, образующими две системы нарушений северо-восточного и северо-западного простирания (Чертовских, 1964; Чиков, 1970). Разломы широко развиты также за пределами прогиба и определяют общую «макротрещиноватость» Охотского массива (Чиков, 1970).

Разломы северо-восточного простирания ориентированы параллельно оси прогиба и выражены протяженными нарушениями, прослеживающимися на многие десятки и сотни километров. Вдоль разломов отмечаются перемещения сбросово-сдвигового типа (Чиков, 1970), которые обычно сопровождаются опусканиями внутреннего по отношению к оси прогиба крыла. Таким образом, эти разломы определяют желобообразную структуру прогиба и поэтому являются ее основными структуроопределяющими элементами. Магмоконтролирующая роль данных разломов невелика и явно уступает разломам северо-западного простирания.

Последние развиты главным образом в северной части прогиба, где представлены крупными зонами разрывных нарушений. Нередко они расположены настолько близко друг к другу (северная оконечность прогиба), что практически невозможно отделить зону одного разлома от другого. К югу разломы становятся более редкими, и расстояния между ними превышают ширину зоны дробления. Эти разломы служат основными магмоконтролирующими структурными элементами и трассируются многочисленными интрузивными образованиями и центрами вулканической деятельности. Сочетание систем разломов северо-западного и северо-восточного простираний определяет мозаичное строение Ульяновского прогиба и разделяет его на серию блоков, различных по размерам и истории развития.

Наиболее отчетливо различия в развитии стельных блоков проявляются с верхнего мела после накопления вулканогенных образований амкинской свиты, почти нацело перекрывшей всю центральную часть прогиба. С этого момента происходит обособление крупных территорий (1000—3000 км²), в дальнейшем испытывавших перемещения одного знака. С устойчиво погружающимися вулканогенно-тектоническими депрессиями (главными вулканогенно-тектоническими депрессиями, по терминологии Умитбаева, 1969) связаны важнейшие области аккумуляции продуктов вулканической деятельности. В пределах депрессий вулканы размещены вполне закономерно. На крыльях распространены преимущественно древние вулканогенные образования, а в центральных частях наблюдаются изолированные поля наиболее молодых вулканитов, выполняющих компенсационные структуры различных размеров. Особенности строения подобных вулканоструктур рассмотрены ниже на примере Уеминской и Девочкинской просядок.

Ульинский прогиб заполнен мощной толщей меловых и палеогеновых вулканических образований. В центральной части прогиба разрез естественных обнажений начинается с образований амкинской свиты, которые перекрываются менее распространенными отложениями хетанинской, уракской и хакаринской свит.

Амкинская свита широко распределена по территории Ульинского прогиба и залегает на более древних вулканогенных образованиях (Чертовских, 1964). Свита сложена лавами преимущественно кислого состава, туфами липаритов и дацитов, а также туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфоалевролитами. Вулканогенно-осадочные породы появляются в верхних горизонтах разреза свиты и намечают контуры обособившихся к этому времени вулканотектонических впадин.

Хетанинская свита сложена базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами и трахиандезитами. Иногда в разрезе свиты существенное значение приобретают шлаки основных лав. Лавы образуют выдержанные по мощности покровы до 40—50 м. Свита сосредоточена в центре вулканотектонических депрессий, где нередко залегает согласно на вулканогенно-осадочных отложениях амкинской свиты и даже переслаивается с ними в нижних частях разреза. Таким образом, толщи хетанинской свиты не выполняют собственных вулканоструктур обрушения, а приурочены к пониженным участкам (геоморфологическим депрессиям), существовавшим в момент их образования.

Уракская свита пользуется в районе ограниченным распространением и залегает в центральных частях вулканотектонических впадин с угловым и структурным несогласием на образованиях амкинской и хетанинской свит. Свита сложена липаритами, трахилипаритами, дацитами и трахидацитами, их агломератовыми лавами, витрофирами, туфами и кислыми пгнмбридами, мощность отложений которых достигает 500 м. В верхних частях разреза свиты большое значение приобретают вулканогенно-осадочные отложения (хаяранская толща). Отложения свиты заполняют компенсационные вулканические структуры типа кальдер. Сопоставление разрезов уракской свиты из различных вулканоструктур обрушения показывает, что формирование этих структур происходило обособленно друг от друга.

Хакаринская свита представлена оливин-двопироксеновыми базальтами и андезито-базальтами, которые слагают обширные поля, имеющие вид плато и, подобно хетанинской свите, залегают без видимого углового несогласия на вулканогенно-осадочной хаяранской толще или с размытом на всех более древних вулканогенных образованиях.

Уенминская кальдера

Уенминская кальдера выделена автором и Р. Б. Умитбаевым в результате исследований центральных районов Ульинского прогиба в 1969 г. Кальдера находится на междуречье рек Улья, Уенма и Девочша и структурно связана с Секчинской вулканотектонической депрессией (рис. 8). Эта депрессия расположена в осевой части Ульинского прогиба и впервые выявлена Р. Б. Умитбаевым в 1965 г. по результатам аэромагнитной съемки. Депрессия занимает площадь около 3000 км² на междуречье рек Улья и Секча и представляет собой крупную котловину изометричной формы, заполненную верхнемеловыми образованиями. С севера и запада она ограничена Секчинским дуговым по форме разломом, а с юга обрывается Ульинским региональным разломом. С востока структура обрамляется областью относительного поднятия, от которого отделяется системой дуговых и линейных наруше-

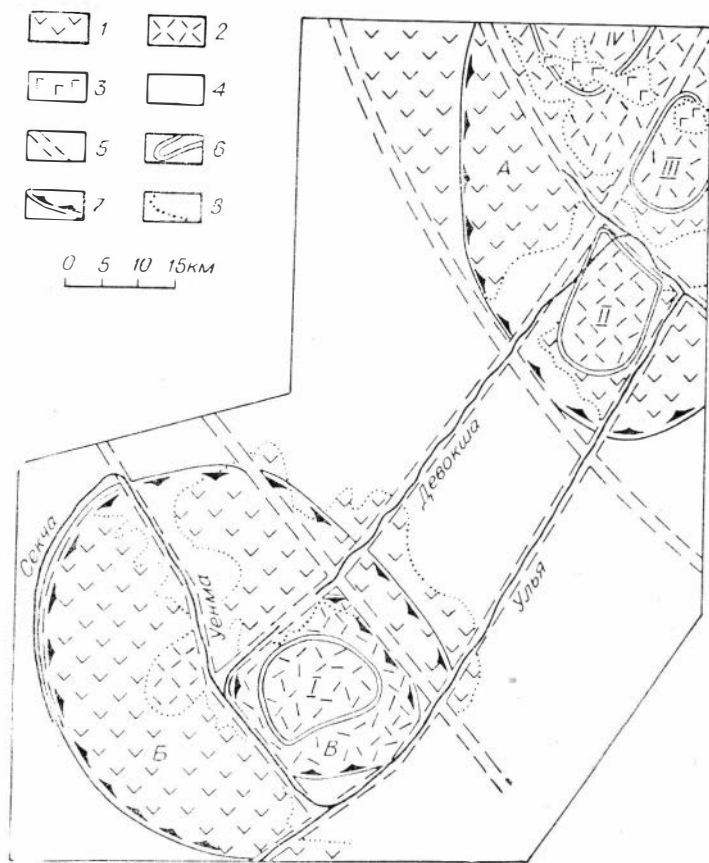


Рис. 8. Структурное положение вулканических просадок Ульяновского прогиба:

А — Хакаринская вулканотектоническая депрессия; Б — Секчинская вулканотектоническая депрессия; В — Дюльбакинская вулканическая котловина; I — Уенминская кальдера; II — Деволшинский вулканический грабен; III — Усть-Хакаринская кальдера; IV — Хаярацкая кальдера; 1 — покровы хетанинской толщи; 2 — отложения ураковской толщи; 3 — покровы хакаринской толщи; 4 — отложения амкинской толщи; 5 — зоны разломов; 6 — границы вулканических просадок; 7 — границы вулканотектонических депрессий; 8 — границы между толщами.

ний. Область относительного поднятия обособляет структуру от расположенной к северо-востоку Хакаринской вулканотектонической депрессии (см. рис. 8).

Наиболее широко в Секчинской депрессии распространены верхнеамкинские вулканогенно-осадочные отложения. Они представлены туфами, туфопитами, песчаниками и алевролитами и постоянно увеличиваются по мощности к центру структуры. На крыльях депрессии, вблизи области замыкания, образования резко сокращаются и местами полностью выпадают из разреза. Это позволяет утверждать, что депрессия обособилась, по крайней мере, к верхнеамкинскому времени.

Вулканогенно-осадочные отложения амкинской свиты согласно перекрыты лавовыми полями основных пород хетанинской свиты. Их мощность достигает 400 м и возрастает к центру структуры. В депрессии обнаружены значительно денудированные вулканические аппараты хетанинских излияний. Они приурочены к зонам региональных разломов — Ульяновской и Секчинской — и представлены крупными щитовыми постройками, лавовые потоки из которых вполне могли достигать центральных районов депрессии.

Вулканогенные образования амкинской и хетанинской свит характеризуются центриклинальным залеганием. На крыльях депрессии углы наклона достигают 10—20°, но по направлению к центру покровы постепенно выгораживают и лежат практически горизонтально.

В юго-восточной части Секчинской вулканотектонической депрессии вулканогенные образования перекрыты мощной толщей пород кислого состава, объединяемых в уракскую свиту. Эта свита заполняет крупную (около 500 км²) вулканическую котловину (Дюльбакинскую), с центральной частью которой связана Уенминская кальдера (см. рис. 8).

В южной части депрессии основная структуроконтролирующая роль принадлежит региональным разломам северо-восточного и северо-западного простираний. Они выкололи крупный блок основания, с которым связана область аккумуляции уракских отложений — Дюльбакинская вулканическая котловина (см. рис. 8). Разломы, ограничивающие котловину, оказали существенное влияние на строение ее внутренних участков, в том числе на строение Уенминской кальдеры.

Среди разломов северо-восточного простирания выделяются Ульяновский и Девочкинский. Широкая зона (до 5—6 км) разрывных нарушений, прослеживающаяся вдоль р. Ульи в северо-восточном направлении, относится к Ульяновскому региональному разлому. Значительная его часть перекрыта четвертичными отложениями, а отдельные разрывные нарушения, принадлежащие зоне и вскрывающиеся в береговых обнажениях, представлены вертикальными участками тектонических брекчий до 100—150 м мощности. Местами они сменяются участками интенсивных пликативных дислокаций, в которых возникает мелкая складчатость, сопровождаемая развитием буднированных и диапировых структур. Часто с брекчиями связаны многочисленные дайкообразные тела основного и кислого состава. К зоне разлома приурочены крупные субвулканические интрузии граносенит-порфиров и трахипаритов. В целом для зоны отмечается последовательное ступенчатое погружение в северном направлении (к центру вулканической котловины), но значительных смещений нет. Исключения составляют внутренние по отношению к вулканической котловине разломы. Перемещение по одному из них в долине руч. Бирокчан оценивается в несколько сотен метров.

Девочкинский разлом в первом приближении параллелен Ульяновскому и протягивается от р. Уенмы вдоль долины рек Дюльбаки и Девочки почти на 100 км. Разлом в северо-восточной части детально картирован Р. Б. Умитбаевым в 1966 г. и выделяется благодаря контролю над размещением интрузивных образований. В районе вулканической котловины он представлен 100-метровой зоной тектонических брекчий. Характер перемещений по нему в нижнем течении р. Дюльбаки не поддается оценке, но, судя по данным картирования в верховьях реки, северо-западное крыло разлома приподнято на несколько десятков метров.

Разломы северо-западного простирания объединены в две крупные зоны нарушений — Уенминскую и Хаканджинскую. Уенминскому разлому принадлежит система разрывных нарушений, прослеживающаяся вдоль долины р. Уенмы. Разлом является крупным структуроконтролирующим нарушением и разделяет два тектонических блока, имеющих различную структуру и неодинаковых по истории геологического развития. Западное крыло разлома сложено толщами хетанинских эффузивов, которые залегают на вулканогенно-осадочных отложениях амкинской свиты. В восточном блоке расположены мощные толщи уракских вулканогенных образований, хетанинские же образования распространены ограниченно.

Хаканджинская зона разломов объединяет серию субпараллельных нарушений шириной около 8 км, группирующихся в пределах пояса в долине руч. Хаканджа и бассейне руч. Омари. Отдельные нарушения контролируются в рельефе гидросетью и расчленяют зону разлома на серию параллелепипедальных блоков с тенденцией погружения в юго-восточном направлении.

Хакаринский региональный разлом, по-видимому, служит северо-восточной границей Секчинской депрессии и отделяет ее внутренние участки от области относительного поднятия.

Дюльбакинская структура отчленяется названными разломами от структур обрамления и представляет собой крупную (около 500 км²) вулканическую котловину, заполненную уракскими вулканогенными образованиями, которые сформировались в два этапа извержений и представлены соответственно двумя толщами — бургавлинской и хаканджинской (см. рис. 9).

Нижняя бургавлинская толща заполняет большую часть вулканической котловины. С юга область ее распространения ограничена Ульяновским региональным разломом, а к северу и западу вблизи границ структуры она центриклинально замыкается. Мощность толщи существенно меняется по площади котловины и, хотя нет ни одного разреза, где толща была бы представлена полностью, вероятно, превышает 600—700 м (видимая мощность толщи в долине руч. Годзя). К северу и западу мощность отложений постепенно сокращается до 200—400 м. Полагая, что средняя мощность толщи, видимо, не более 500 м, общий объем бургавлинских вулканитов в котловине оценивается не менее чем в 200—250 км³.

Бургавлинская толща сложена игнимбритами липаритов различной степени спекания. Породы окрашены в серые и зеленовато-серые тона и обычно обладают ясно выраженной эвтакситовой текстурой за счет расплющенных упорядоченных включений стекла (фьямме). В крупных обнажениях сильно спекшихся игнимбритов наблюдается грубая столбчатая отдельность.

В основании толщ находится горизонт наименее сваренных сильно перекристаллизованных игнимбритов. Они обнажаются на западном и северо-западном крыльях вулканической котловины и залегают несогласно на породах комплекса основания (отложения амкинской и хетанинской свит). Мощность горизонта, вероятно, не превышает 100 м. Типичные породы горизонта выражены зеленовато-серыми с характерным белесоватым оттенком плотными игнимбритами, которые насыщены угловатыми обломками зеленого и бледно-зеленого стекла. Обломки не превышают 0,5 см в поперечнике, но иногда достигают 1,5 см и в большинстве случаев сплющены вдоль плоскостей напластования, что определяет эвтакситовую текстуру пород.

Количество кристаллических вкрапленников в игнимбритах колеблется в широких пределах — от 5—10% в основании горизонта до 30—40% в его верхних частях. Вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, кварцем и биотитом, реже роговой обманкой. Основная масса пород обладает пепловой, местами игнимбритовой структурой и почти полностью раскристаллизована. Отдельные обломки стекла лишь слегка деформированы и слабо сварены.

Более высокие горизонты бургавлинской толщи обнажаются в центральных районах вулканической котловины. С запада, севера и северо-востока площадь их распространения обрамляется выходами отложенный горизонта слабо сваренных игнимбритов, липаритов, а на юге они перекрыты мощным покровом, венчающим разрез толщи. Мощность горизонта составляет примерно 250 м.

В отложениях среднего горизонта преобладают умеренно и слабо сваренные игнимбриты. Это плотные породы, в строении которых участвуют многочисленные кристаллические вкрапленники, обломки стекла (фьямме) и ороговикованных пород. Кристаллические вкрапленники, количество которых местами превышает 50%, выражены плагиоклазами (олигоклаз-андезин до 30%), кварцем и биотитом. Отмечаются редкие зерна пироксена, почти полностью замещенные гидроксидами железа. Связующая масса пород характеризуется игнимбритовой структурой. Обломки стекла в значительной степени деформированы вокруг вкрапленников и умеренно сварены.

В южной части вулканической котловины в долине руч. Годзя горизонт умеренно сваренных игнимбритов перекрыт мощной толщей (до 200—300 м) интенсивно спекшихся порфирокластических игнимбритов. Это плотные светло-серые породы с ясно выраженной эвтакситовой текстурой. Они содержат большое количество вкрапленников калий-натровых полевых шпатов, биотита и кварца и местами до 10% граносиенитовых включений.

Сопоставляя разрезы и прослеживая по простиранию отложения бургавлинской толщи, можно выделить в ее составе серию покровов различной мощности — от 20—30 м в слабо сваренных породах до 200 м и даже более у сильно сваренных игнимбритов. Последние, возможно, представляют группу покровов, связанных длительным остыванием (Смит, 1963) и поэтому утративших индивидуальные черты. Строение разрезов свидетельствует о существовании некоторых особенностей, свойственных отложениям тепловых потоков. Они проявляются, например, в зональном строении отдельных потоков, при котором обособляются зоны слабого сваривания (в основании) и зоны умеренного и полного спекания.

В котловине расположение отложений бургавлинской толщи отличается латеральной зональностью. Наиболее распространены слабо сваренные игнимбриты. Они есть практически на всей территории котловины. Меньшую площадь занимают умеренно сваренные игнимбриты. Они тяготеют к центральному и южным участкам структуры и не встречаются на ее крыльях. Наименее распространены отложения верхнего горизонта. Они находятся в южной части вулканической котловины, где, возможно, заполняют вулканическую структуру обрушения, так как, имея значительную мощность в области своей локализации, почти не известны за ее пределами. Отложения нижнего горизонта характеризуются центриклинарным залеганием и выполаживаются к центральной и южной частям котловины. Умеренно и сильно сваренные игнимбриты залегают практически горизонтально. Эти особенности распространения вулканогенных образований в вулканической структуре сближают ее с вулканическими мульдами, описанными В. Ф. Белым и С. М. Тильманом (1966) в Чукотской ветви вулканического пояса.

Отложения верхней хаканджинской толщи расположены главным образом в центральной части вулканической котловины, где они заполняют Уенминскую кальдеру (рис. 9). Кальдера представляет собой депрессию овальной формы, несколько вытянутую в субширотном направлении. Размеры ее превышают 14×18 км. С запада, севера и востока кальдера окружена выходами пород комплекса основания и нижних горизонтов бургавлинской толщи, а с юга к ней примыкает поле, сложенное вулканогенными образованиями верхних горизонтов бургавлинской толщи.

В топографии района кальдера выделяется как крупный горный массив, возвышающийся над окружающими сооружениями на

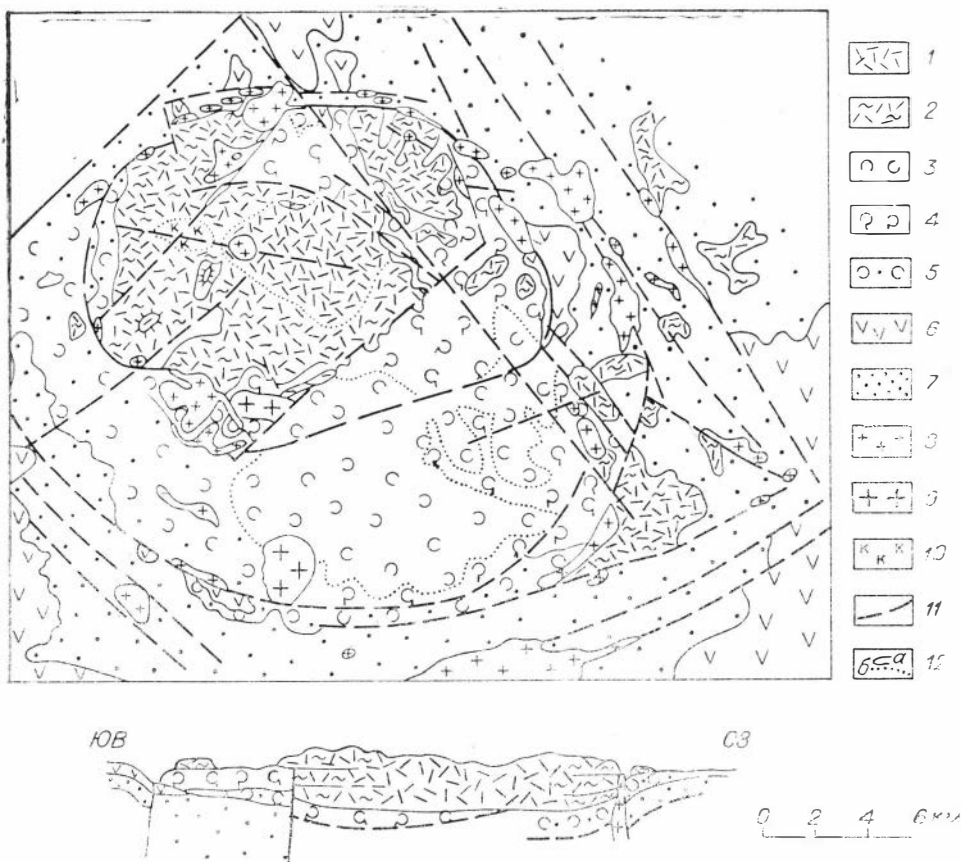


Рис. 9. Геологическое строение Уейминской кальдеры:

1 — нестратифицированная часть хаканджинской толщи; 2 — стратифицированные отложения хаканджинской толщи; 3 — горизонт сильно сваренных игнимбритов бургавлинской толщи; 4 — горизонт умеренно сваренных игнимбритов бургавлинской толщи; 5 — горизонт туфов и слабо сваренных игнимбритов бургавлинской толщи; 6 — толща андезитов; 7 — толща вулканогенно-осадочных пород; 8 — интрузии хаканджинских липаритов; 9 — интрузии бургавлинских липаритов; 10 — зона кварцевания; 11 — разломы; 12 — границы: а — между толщами, б — фациальные.

200—300 м. Массив ограничивается резким уступом, который в большинстве случаев совпадает с разломами, обрамляющими структуру.

Границы кальдеры выражены кольцом разрывов сбросового типа. Пограничные разломы образуют пояса разрывных нарушений различной ширины и в рельефе выражаются узкими траншееподобными депрессиями, которые обычно следуют вдоль подножия горного массива, связанного с кальдерой. С северо-запада и востока граница представлена правильными серповидными разломами, описывающими вокруг кальдеры дугу около 270° , а с юга обрывается прямолинейным нарушением субширотного простирания.

У западного края кальдеры пограничный разлом прослеживается в виде системы сквозных долин, следующих по дуге в северном направлении. В районе высоты 986 м этот разлом контролируется глубоким, около 200 м, рвом (рис. 10). Западное крыло разлома сложено отложениями нижнего горизонта бургавлинской толщи. Они довольно круто, под углом 30° , погружаются в сторону разлома и вблизи его, в западном борту надразломной долины, обрываются вертикальной зоной дробления. На расстоянии 1—2 км от разлома залегания их выполаживаются до обычного центриклинального с углом $3—5^\circ$. Восточное крыло разлома представлено отложениями хаканджинской толщи.

Они залегают почти горизонтально и только вблизи границы слабо наклонены (до 5°) к центру кальдеры. Вблизи разлома эти отложения обрываются крупной трещиной интрузией, прослеживающейся вдоль разлома к северу. Интрузия сложена флюидалными липаритами и, судя по ориентировке флюидалности, имеет вертикальное падение. Очевидно, амплитуда смещения по разлому превышает глубину разломного рва, т. е. заведомо больше 200 м.

Примерно так же выражена зона разлома вдоль всего западного края кальдеры. Она сопровождается здесь тектопическими брекчиями, участками гидротермально измененных пород и многочисленными субвулканическими интрузиями липаритов. Особенностью западного края кальдеры является повсеместное проявление приразломных изменений условий залегания пород комплекса основания. В ряде случаев наклон слоистых толщ достигает 55° . Во внутренней части кальдеры, в участках, прилегающих к пограничным разломам, тоже наблюдаются приразломные изгибы толщ, однако большие углы отмечаются лишь в породах комплекса основания, а перекрывающие их хаканджинские отложения характеризуются небольшими углами наклона (до $5-10^\circ$). В обоих случаях уже при небольшом удалении от пограничного разлома пласты выполаживаются.

С севера граница кальдеры определяется поясом разрывных нарушений до 2 км ширины, с которым связана группа дайкообразных интрузий, вытягивающихся в субширотном направлении. Недостаточная обнаженность не позволяет подробно изучить строение зоны. Однако, судя по небольшим выходам пород амкинской и хетанинской свит, она состоит из небольших блоков, испытавших значительные дифференцированные перемещения и погружающихся в сторону кальдеры. Амплитуда перемещения составляет несколько сотен метров.

С восточной стороны пограничный разлом описывает широкую дугу по долине руч. Омари. Здесь к зоне разлома приурочены многочисленные интрузии с характерной флюидалностью, которая ориентирована вдоль удлинения тел и погружается вертикально. В долине руч. Омари разлом разделяет область распространения уракских вулканогенных образований и пород комплекса основания. Амплитуда перемещения оценивается в несколько сотен метров.

С юга кальдера ограничена прямолинейным разломом субширотного простирания, прослеживающимся от верхнего течения руч. Омари до верховьев левого истока руч. Бургавли. В своей центральной части разлом располагается среди почти идентичных отложений бургавлинской толщи, поэтому о строении разлома можно судить по тем соотношениям, которые наблюдаются на его флангах в долинах ручьев Омари и Бургавли. В своей восточной части, в истоках руч. Омари, разлом контролирует долину ручья и совершает резкий дугообразный изгиб к северо-востоку. В восточном крыле разлома, внешнем по отношению к просадке и сложенном породами комплекса основания, покровы хетанинских андезитов отчетливо видны в высоких водораздельных гребнях на высоте 400—500 м над уровнем долины; характеризуются слабым

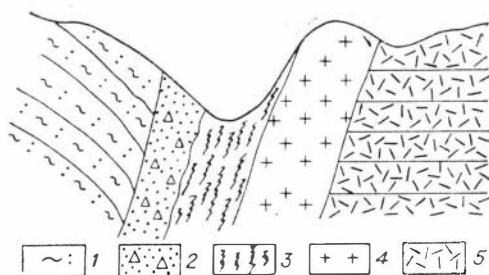


Рис. 10. Строение границы Уенминской кальдеры:

1 — илгнимбрты бургавлинской толщи; 2 — зона дробления; 3 — задернованный участок; 4 — лаика липаритов; 5 — илгнимбрты хаканджинской толщи.

наклоном (около 5°) в сторону кальдеры. В зоне шириной 1,5—2 км, прилегающей к разлому, отложения претерпевают резкий изгиб и центриклиinally погружаются в сторону разлома под углами $30—35^\circ$. В левом борту ручья андезиты обнажаются лишь в основании водотоков и перекрываются отложениями бургавлинской толщи. Амплитуда опускания центрального блока кальдеры по разлому оценивается в 400—500 м.

Примерно такие же соотношения наблюдаются в верховьях левого истока руч. Бургавли, где разлом совпадает с долиной ручья, по которому и происходит опускание северного крыла (центральный блок кальдеры). Южное крыло разлома, внешнее по отношению к кальдере, слагают игнимбриты нижнего горизонта бургавлинской толщи. Вблизи разлома они резко изгибаются и погружаются под него с углом наклона порядка 30° . В пределах опущенного северного крыла на том же гипсометрическом уровне обнажаются сильно сваренные порфирокластические игнимбриты верхнего горизонта бургавлинской толщи. Следовательно, амплитуда перемещения по разлому оценивается в несколько сотен метров (не менее 300).

Приведенные данные об особенностях строения границы кальдеры в различных ее участках можно суммировать следующим образом. Кальдера окружена сплошным кольцом разрывных нарушений сбросового типа, по которым ее центральная часть погружена относительно структур обрамления на несколько сотен метров (более 400). Пограничные разломы сопровождаются мощными, до 200 м, зонами тектонических брекчий и контролируют размещение интрузивных образований. В связи с опусканиями центрального блока кальдеры широко проявились приразломные дислокации, но значительные углы наблюдаются лишь в породах комплекса основания, а перекрывающие их отложения хаканджинской толщи лежат почти горизонтально, что, несомненно, свидетельствует о прогибаниях или обрушениях, предшествующих хаканджинским излияниям.

Кальдера заполнена стратифицированными отложениями хаканджипской толщи мощностью до 600 м. Они почти сплошным чехлом перекрывают центральную часть просадки и занимают территорию около 120 км^2 . Это преимущественно коричневые или темно-серые умеренно и сильно сваренные игнимбриты липаритов и дацитов, которые слагают в пределах кальдеры высокий горный массив. Полагая, что они были первично распространены по всей территории кальдеры, можно определить, что их объем превышал 120 км^3 .

В центральной части кальдеры на левобережье р. Хаканджи толща лишена признаков стратификации и имеет монотонное строение. Отложения толщи разбиты хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Некоторые колонны в высоту превышают 200—300 м и достигают 1,5—2 м в диаметре. В нижней части толщи у основания водотоков обнажаются плотные литоидные породы темно-серого цвета. Макроскопически они имеют облик лавоподобных пород с порфиристыми вкраплениями полевых шпатов.

Под микроскопом видно, что породы центра кальдеры содержат 90% девитрифицированной основной массы, среди которой рассеяны зерна полевых шпатов, рудных минералов, биотита и кварца. Полевые шпаты составляют около 10% породы и встречаются в виде обломков или правильных кристаллов, размеры которых достигают 1—2 мм. Это преимущественно олигоклаз-андезины и ортоклазы. Зерна плагиоклаза обрастают серой каемкой полевых шпатов. Изредка в породе отмечаются листочки биотита, лейкоксенизированные вдоль трещин спайности и по границам листочков.

Основная масса пород представлена мелкокристаллическим агрегатом кварца и калинатовых полевых шпатов, которым местами присущи аксиолитовые и гребенчатые структуры; вся эта масса буквально насыщена мелкой пылью магнетита и лейкоксена. Рудная пыль оконтуривает в основной массе вытянутые, плотно прилегающие друг к другу рогульчатой формы участки размером от сотых долей до 1—2 мм. По форме они напоминают пепловые частички. Вблизи кристаллических вкрапленников такие обособленные участки деформируются и охватывают их, подобно обломкам стекла в игнимбритах. Благодаря тонким структурам на фоне стекловатой основной массы возникает как бы тeneвая эвтаксиговая структура. Указанные особенности свойственно сильно сваренным, вплоть до витрофиров, игнимбритам (Смит, 1963; Офтетдаль, 1963, и др.).

На протяжении 500 м выше основания толщи породы почти не изменяются и внешне остаются такими же, хотя в верхних горизонтах на выветрелых поверхностях местами наблюдается эвтакситовая текстура, появляющаяся вследствие выщелачивания участков породы, похожих на фьямме. Цвет пород местами отклоняется от темно-серого и становится бурым. Под микроскопом видно, что облик пород существенно изменяется по сравнению с тем, который наблюдается в основании толщи. Состав вкрапленников качественно остается тем же, но количество их местами достигает 30—40%. Стекловатый раскристаллизованный базис приобретает ярко выраженную эвтакситовую (или микроигнимбритовую) структуру, отдельные осколки стекла значительно деформированы и обволакивают кристаллические вкрапленники. Спекание в них не приводит к полной гомогенизации основной массы, как в породах основания толщи, и поэтому отдельные частички устанавливаются вполне определенно.

Подобная зональность, когда сильно сваренные игнимбриды вверх по разрезу замещаются умеренно сваренными, отражает изменение условий спекания в толще и демонстрирует их зависимость от величины литостатической нагрузки. Указанные соотношения хорошо известны и подробно освещены в литературе (Росс, Смит, 1963, и др.).

К краевым участкам кальдеры толща игнимбридов расщепляется на серию индивидуальных покровов, которым в рельефе соответствуют крупные уступы в 20—40 м.

Наиболее полное «расщепление» толщи обнаружено на левобережье р. Хаканджи в ее нижнем течении. Здесь хаканджинские отложения имеют ясно выраженную стратификацию и образованы серией покровов, разрез которых включает следующие породы (снизу вверх):

1. Светло-коричневые сильно сваренные игнимбриды, характеризующиеся эвтакситовой текстурой, которая определяется развитием субпараллельно вытянутых линзочек бурого стекла. Обломки стекла достигают 1 см и составляют около 10% объема породы. Около 10% составляют вкрапленники плагиоклазов и биотита. Мощность более 30 м.

2. Светло-коричневые эвтакситовые сильно сваренные игнимбриды. Фьямме представлены бурыми линзочками стекла до 1,5 см, вытянутыми параллельно напластованию. Содержание кристаллокластики не превышает 10—15%. Мощность 40 м.

3. Плотные литоидные игнимбриды серого цвета. Кристаллические вкрапленники представлены плагиоклазами, кварцем и биотитом. Мощность 20 м.

4. Плотные игнимбриды серого цвета с эвтакситовой текстурой. Содержание кристаллокластики достигает 30%. Мощность 20 м.

5. Светло-серые плотные литоидные игнимбриды, содержащие редкие светло-зеленые мелкие линзы стекла. Мощность 50 м.

6. Светло-коричневые игнимбриты с эвтакситовой текстурой, насыщенные обломками стекла (фьямме), инородных пород и кристаллокластики. Содержание кристаллических вкрапленников, представленных плагиоклазами, кварцем и биотитом, составляет около 20%. Мощность 30 м.

7. Темно-коричневые плотные игнимбриты с эвтакситовой текстурой. Обломки светло-коричневого стекла имеют форму вытянутых вдоль стратификации мелких линз и слагают до 30% породы. Содержание кристаллических вкрапленников около 20%. Мощность 40 м.

8. Тонкоплитчатые игнимбриты серого, темно-серого и бурого цвета, связанные взаимными переходами. Игнимбриты сходны с породами центральной части кальдеры и лишены признаков эвтакситовой текстуры. Лишь местами отмечаются небольшие линзы светло-зеленого стекла. Горизонт имеет массивное монотонное строение, но по простиранию в 2 км западнее линии разреза в строении его верхней части выделяются по меньшей мере три покрова (сверху вниз):

а) темно-серые массивные игнимбриты; мощность 20 м;

б) светло-серые игнимбриты с эвтакситовой текстурой; около 20% объема породы составляют мелкие линзы зеленого стекла, обломки игнимбритов и пемз; мощность 30 м;

в) темно-серые плотные игнимбриты с эвтакситовой текстурой; обломки бурого и зеленого стекла составляют около 20% объема пород; мощность более 20 м.

Суммарная мощность горизонта 150 м.

9. Темно-коричневые игнимбриты с характерной эвтакситовой текстурой. Обломки стекла достигают 1,5—2 см и составляют около 30% объема породы. Кристаллические вкрапленники представлены плагиоклазами, биотитом, кварцем и слагают около 20% породы. Мощность более 30 м.

Приведенный разрез, общая мощность которого превышает 420 м, является наиболее полным в пределах кальдеры и в целом отражает общие закономерности строения толщи хакаринских игнимбритов в краевых участках структуры. Типичные игнимбриты, принимающие участие в строении разреза, представлены плотными породами светло-коричневой, бурой и различных тонов серой окраски. Они обладают эвтакситовой текстурой за счет упорядоченного субпараллельного размещения многочисленных включений стекла (фьямме). Содержание обломков стекла существенно меняется в различных участках кальдеры и местами составляет более 50% объема породы, причем количество их увеличивается вблизи субвулканических интрузий, связанных с кальдерой, и несколько сокращается по направлению к центру структуры.

Содержание кристаллических вкрапленников в среднем не превышает 30%; вариации количественного содержания отмечаются даже в пределах одного покрова. Вкрапленники представлены альбит-олигоклазом, ортоклазом, кварцем, биотитом и редко зернами пироксена. Состав и содержание этих вкрапленников существенно не отличаются, почти такие же, как и у пород центра кальдеры.

Структура цементирующей массы микроигнимбритовая, отдельные обломки стекла в значительной степени деформированы и сварены друг с другом. Перекристаллизация основной массы местами довольно интенсивна и выражается в превращении стекловатого базиса в мелкокристаллический агрегат, состоящий из кварца и калинатовых полевых шпатов, а также в образовании характерных аксиолитовых и гребенчатых структур.

Строение отдельных потоков не обнаруживает отчетливой зональности, связанной с изменением степени спекания в вертикальном раз-

резе пласта. Как правило, потоки состоят из выдержанных пластовых тел в среднем около 40 м мощности, основание и кровля которых определяются субпараллельными плоскостями. По мере приближения к центральной части кальдеры индивидуальные особенности покровов стираются, границы между ними утрачиваются. Цвет пород изменяется до серого, обломки стекла деформируются до компактного состояния и свариваются с основной массой. Эти процессы не затрагивают только кристаллокластику, которая, как уже упоминалось, качественно не меняется по разрезу, хотя ее количественное содержание несколько варьирует.

Таким образом, отложения центральной части кальдеры выражены единой толщей игнимбритов, в которой происходит монотонное изменение всех свойств и особенностей вверх по разрезу. Подобное строение отложений кальдеры позволяет рассматривать их как сложный покров, который, по определению Смита (1963, стр. 330), представляет собой «совокупность остывших единиц, соединенную местами свариванием или перекристаллизацией, но переходящую в боковом направлении в две или более единицы». Вероятно, данная особенность строения толщи могла возникнуть лишь в условиях быстрого отложения большого объема изверженных пород. Накопление их происходило в глубоко опущенной посадке кальдеры и привело к образованию мощной толщи, объединенной в процессе остывания. Большая мощность, высокая температура, близость источников извержения — все это привело к тому, что в центре кальдеры отдельные потоки утратили свои индивидуальные особенности и застыли в виде единой монотонной толщи. В краевых же участках кальдеры процессы, связанные с потерей тепла, протекали гораздо интенсивнее. Вероятно, действовали еще и другие факторы, препятствующие спеканию различных горизонтов; а все это способствовало обособлению отдельных покровов. Но и здесь, в краевых участках, тоже происходит объединение нескольких покровов в один; даже в пределах наиболее стратифицированного разреза хаканджинских игнимбритов отмечается подобный сложный покров, объединяющий по меньшей мере три первичных покрова.

Отложения хаканджинских игнимбритов распространены главным образом в центре кальдеры, а за ее пределами они слагают разрозненные маломощные поля в юго-восточной части территории. Толща обладает чашеобразным залеганием. Наклон пород несколько возрастает у границ кальдеры, где углы наклона местами достигают 10° . К центральной части толща выполаживается и в центре лежит практически горизонтально.

Интрузивные образования в пределах кальдеры размещаются вдоль пограничных кольцевых разломов и нарушений, осложняющих центральную часть структуры. Интрузивные тела почти сплошным кольцом охватывают кальдеру и прорывают вулканогенные образования вплоть до верхних горизонтов хаканджинской толщи. Интрузии представлены разнообразными по форме, размерам и условиям залегания телами, площадь выходов которых изменяется от сотен квадратных метров до 8 км^2 .

Морфология тел разнообразна. Это небольшие штоки и удлиненные трещинные интрузии, приуроченные к зонам разломов, дайки, силлы, а также субвулканические тела воронкообразной формы. Все это многообразие форм нередко сочетается друг с другом и образует причудливый рисунок выхода на поверхность сложно построенного тела. Характер контактов находится в зависимости от морфологии тел, однако наиболее часто интрузии имеют крутые контакты, обусловленные приуроченностью их к зонам разломов.

Интрузии сложены двумя разновидностями липаритов, различающихся по текстурно-структурным особенностям. Крупные штокообразные тела, лакколитообразные залежи и силлы представлены светло-серыми или светло-коричневыми массивными породами порфировой структуры. Немногочисленные вкрапленники в них принадлежат альбитизированным и серицитизированным альбит-олигоклазам, биотитам, реже кварцам и пироксенам. Основная масса состоит из мелкокристаллического агрегата калинатровых полевых шпатов и незначительного количества кварца и характеризуется микропайклитовой и реже стекловатой структурой.

Мелкие и линейно-вытянутые вдоль разломов тела сложены флюидальными липаритами, обладающими тонкоплитчатой отдельностью. Флюидальность и отдельность совпадают и обычно ориентированы вдоль удлинения тел. Кристаллические вкрапленники в этих породах редки и представлены единичными зёрнами нацело серицитизированного плагноклаза и листочками биотита.

У западной границы кальдеры в верховьях руч. Бургавли расположена крупная интрузия массивных липаритов. Она хорошо вскрыта глубоко врезанными долинами и представлена сложным сочетанием трещинного тела и, по крайней мере, двух межпластовых залежей. Залежи внедряются в толщу обрамления кальдеры, очевидно, вдоль плоскостей стратификации и разделены 100-метровой пачкой пород комплекса основания. В пределах западной границы кальдеры отложения комплекса основания обычно характеризуются моноклинальным погружением в сторону кальдеры и в районе интрузии их наклон составляет угол около 30° . Интрузивные залежи размещаются согласно с вмещающими образованиями и своим присутствием существенно влияют на общее залегание пород комплекса основания. Нижняя залежь довольно круто (около 30°) погружается в сторону кальдеры, но так как она обладает клинообразным строением, то над ней вмещающие образования лежат более полого, с углами наклона порядка $10-15^\circ$. Основание верхней залежи соответствует общему погружению пород комплекса основания, а ее кровля почти горизонтальна. В восточном направлении у границы кальдеры межпластовые залежи соединяются с крупным трещинным телом, которое, вероятно, служило для них питающим каналом. Трещинное тело заполняет зону разлома на протяжении 6 км и, судя по его выходам в борту долины, погружается очень круто (70°) в западном направлении, таким образом, оно связано с разломами, падающими от центра кальдеры.

По-видимому, специфику строения интрузии можно объяснить действием определенных динамических условий в период ее внедрения. Интрузия прорывает отложения хаканджинской толщи, следовательно, сформирована после заложения центральной просадки. Опускания центрального блока породили систему растягивающих усилий в структурах обрамления. Эти усилия определили возникновение приразломных деформаций, которые, как правило, выражены центральным погружением окружающих образований вблизи границ кальдеры. В некоторых случаях, как это, вероятно, случилось в районе верхнего течения руч. Бургавли, деформации способствовали расслоению стратифицированных отложений. В возникшие трещины отслаивания внедрилась магма межпластовых интрузий.

К северу от Бургавлинской интрузии вдоль кольцевого разлома прослеживается ряд небольших, разнообразных по морфологии интрузий. В районе высоты 986 маломощная дайка светло-серых фельзитов, кулсисообразно сочленяясь, переходит в северном направлении в довольно крупную трещинную интрузию, сложенную флюидальными

липаритами. Она прослеживается вдоль разлома на 1,5 км и обладает постоянной, около 150 м мощностью. Интрузия располагается между породами комплекса основания и хаканджинскими игнимбритами и граничит с ними по интрузивным контактам.

В северном направлении интрузия замыкается, и далее вдоль кольцевого разлома отмечаются лишь незначительные по размерам штоки и дайки липаритов.

Вдоль северной границы кальдеры интрузии располагаются в пределах пояса пограничных разрывных нарушений и разделяются блоками вмещающих образований, преимущественно пород комплекса основания. Интрузии сложены флюидальными и массивными липаритами и, как правило, не обладают значительными размерами. Частота встречаемости интрузий, а также размеры отдельных выходов и их протяженность возрастают в восточном направлении, где они примыкают к крупной Хаканджинской интрузии.

Хаканджинская интрузия (рис. 11) расположена в зоне пограничного разлома и приурочена к узлу пересечения разноориентированных систем разломов (см. рис. 9). Она представляет крупное, сложно построенное тело, площадь поверхностных выходов которого превышает 8 км², из них 3 км² перекрыто кровлей хаканджинских отложений. Большую ее часть составляет крупное штокообразное тело. Оно сложено светло-коричневыми и лиловыми массивными липаритами, которые в краевых частях, вблизи ограничивающих его разломов, сменяются флюидальными тонкополосчатыми липаритами. В юго-западном направлении интрузия протягивается вдоль разлома, тангенциального по отношению к контурам кальдеры, и представлена трещинным телом. В верхней его части обособляется лополитообразная залежь. Она внедряется в северо-западном направлении в отложения хаканджинской толщи и постепенно сокращается по мощности по мере удаления от питающего канала. Максимальная мощность достигает 150 м.

Субпластовая залежь перекрыта чехлом хаканджинских образований (см. рис. 11). В зоне контакта с интрузией игнимбриты подверглись значительному дроблению, примерно в интервале 4—10 м, и интросцированы многочисленными витрофировыми прожилками, густота которых кверху постепенно затухает. Приконтактных изменений, за исключением миллиметровых зон окварцевания вблизи витрофировых прожилков, практически не наблюдается.

Залежь сложена светло-коричневыми с фиолетовым оттенком липаритами. В пределах корневых участков они обладают ясно выраженной флюидальной текстурой, которая определяется сложным плейчатым рисунком разноокрашенных прослов. По направлению к верхним горизонтам тела, где интрузия испытывает резкое расширение и переходит в лополитообразную залежь, плейчатый рисунок сменяется спокойным ламинарным, отдельные полоски расширяются, границы между ними стираются и, наконец, структуры течения полностью исчезают, породы приобретают массивную текстуру. Вблизи кровли интрузивной залежи слагающие ее породы образуют витрофировую кромку пере-

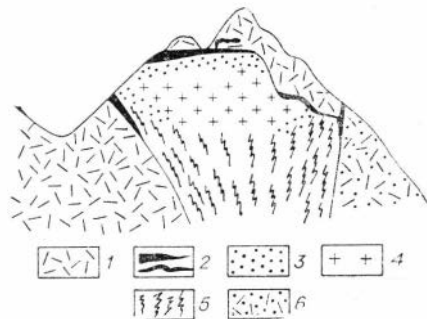


Рис. 11. Строение Хаканджинской интрузии:

1 — игнимбриты хаканджинской толщи; 2 — витрофиры; 3 — сферолитовые липариты; 4 — массивные липариты; 5 — флюидальные липариты; 6 — игнимбриты бургавинской толщи.

менной мощности. Кромка имеет зональное строение. Верхняя ее часть, расположенная под игнимбритовым экраном, представлена бурым стеклом с многочисленными вкрапленниками плагиоклазов и кварца. Более глубокие ее горизонты отличаются обилием сферолитов, которые развиваются вокруг кристаллических вкрапленников как центров сферолитовой раскристаллизации. Среди стекла появляются участки породы, сложенные скрытокристаллической массой. Книзу объем таких участков возрастает, стекло постепенно исчезает и липариты приобретают облик массивных пород, типичных для интрузий Уенминской кальдеры.

Далее на восток, а затем на юг вдоль кольцевого разлома цепь трещинных интрузий прослеживается почти до верхнего течения руч. Омари.

Эти интрузии выражены протяженными дайкообразными телами и штоками и размещаются в поясе, имеющем ширину около 1 км. Сложены они главным образом флюидалными липаритами.

Значительный интерес для выяснения роли интрузий в процессе кальдерообразования и связи их с излившимися толщами кальдеры представляет интрузивное тело, расположенное вблизи восточного края кальдеры в районе высоты 1147 (рис. 12). Интрузия размещается среди поля развития отложений хаканджинской толщи и, вероятно, может интерпретироваться как канал, через который извергались игнимбриты. Интрузия связана с одним из параллельных кольцевому разлому нарушений и прорывает хаканджинскую толщу вплоть до самых верхних горизонтов. Форма интрузии воронкообразная, поперечник ее в верхней части достигает 500—700 м, книзу она постепенно сужается.

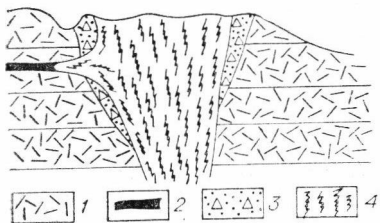


Рис. 12. Строение субвулканической интрузии (восточная граница Уенминской кальдеры):

1 — игнимбриты хаканджинской толщи; 2 — витрофиры; 3 — зона брекчий; 4 — флюидалные липариты.

Интрузия сложена сиреневыми флюидалными липаритами. С флюидалностью совпадают узкие щелевидные полоски, которые, вероятно, представляют следы вытянутых пузырьков газа. Под микроскопом видно, что подобные полоски заполняются кварц-полевошпатовым агрегатом, который образует аксиолитовые и гребенчатые структуры, характерные для раскристаллизованных пневматолитическим путем газовых пузырьков (Смит, 1963; Росс, Смит, 1963).

Интрузия окружена широким (от 50 до 100 м) кольцом брекчированных пород, которые в непосредственной близости от нее изменены гидротермальными процессами до вторичных кварцитов. Во внешней части кольца брекчии сравнительно свежие; среди обломков пород распознаются игнимбриты и флюидалные липариты. Размеры обломков достигают в поперечнике 10—15 см. Брекчия цементируется мелкообломочным и пепловым агрегатом. С глубиной мощность брекчированного кольца сокращается, и в 150 м ниже по склону зона брекчий не превышает нескольких метров.

Вмещающие интрузию покровы порфирокластических игнимбритов принадлежат верхним горизонтам хаканджинской толщи и характеризуются субгоризонтальным залеганием. Вблизи интрузии породы резко обогащаются обломками буроого стекла (пемзовые включения), размеры которых в среднем составляют 2 см, а их объемное содержание превышает 60%. В удалении до 2 км от интрузии количество обломков стекла значительно сокращается.

Пемзовое насыщение игнимбритов вблизи интрузии, агломерато-подобные брекчии, окружающие ее и резко сокращающиеся с глубиной, появившиеся в интрузивных липаритах многочисленных газовых пузырьков — все это позволяет рассматривать место локализации интрузии как центр, через который происходили извержения пород, сформировавших хаканджинскую толщу. Канал этот невелик, и маловероятно, чтобы значительная часть игнимбритов была извержена через него. Однородность строения толщи на всей территории кальдеры свидетельствует о ее быстром образовании. Но столь интенсивное излияние (около 120 км³) могло произойти либо из многочисленных каналов, либо из крупного центрального канала, данные о котором совершенно отсутствуют.

С этой точки зрения важно сопоставить рассмотренный вулканический канал с остальными интрузивными образованиями кальдеры. Прежде всего они связаны общностью структурной обстановки и контролируются в основном пограничными разломами. Они близки и по составу слагающих пород, и по времени образования. Поэтому можно предполагать, что по крайней мере какая-то их часть могла принадлежать центрам игнимбритовых извержений. Только одновременные извержения через линейные каналы могли привести к образованию толщи вулканогенных пород, однородной на всей территории кальдеры.

Общий интерес представляют флюидалные структуры субвулканических липаритов. Обычно такие структуры рассматриваются как результат экстремального выжимания вязких магматических масс к поверхности. Однако широкое развитие в липаритах тонких щелевидных полостей, вытягивающихся согласно с флюидалностью и являющихся, по всей видимости, реликтами газовых пузырьков, а также удивительное постоянство структуры интрузивных липаритов, связанных с кальдерой в широком интервале глубин (флюидалные липариты вскрываются как на уровне самых глубоких горизонтов уракской свиты, так и прорывают ее верхние горизонты и, таким образом, отмечаются в виде однородных по структуре пород в интервале около 1 км), — все это позволяет высказать иное предположение об их происхождении.

Подобные соотношения, по представлениям Д. Рейнольдс (Reynolds, 1956), могут служить диагностическим признаком флюидизированных систем. Перемещение магматического материала в таких системах осуществляется быстро поднимающимся активным газом, который захватывает магматическую массу как дисперсное вещество. По достижении поверхности магматический материал, дезинтегрированный до капельного состояния либо под действием поднимающегося газа, либо в результате внезапного высвобождения содержащихся в нем газов, может давать начало пепловым потокам и в конечном итоге игнимбритовым залежам. Застывая в подводящем канале, флюидизированное вещество образует флюидалные породы на всем пути подъема магматического материала. Обычно встречаемые в этих породах щелевидные полости, вытянутые вдоль плоскостей течения, являются реликтами газовых пузырьков и выполняются продуктами пневматической раскристаллизации (Рей, 1963).

В пределах кальдеры широко представлены гидротермально измененные породы типа вторичных кварцитов. Они слагают цепочки изометричных или линейно-вытянутых полей вдоль пограничных разломов и развиваются главным образом по брекчированным породам зоны дробления и прилегающих к разлому породам комплекса основания. Участки распространения вторично измененных пород фиксируют очаги разгрузки глубинных гидротерм, и в тех случаях, когда они ассоциируют с интрузивными телами зоны разломов, последние можно

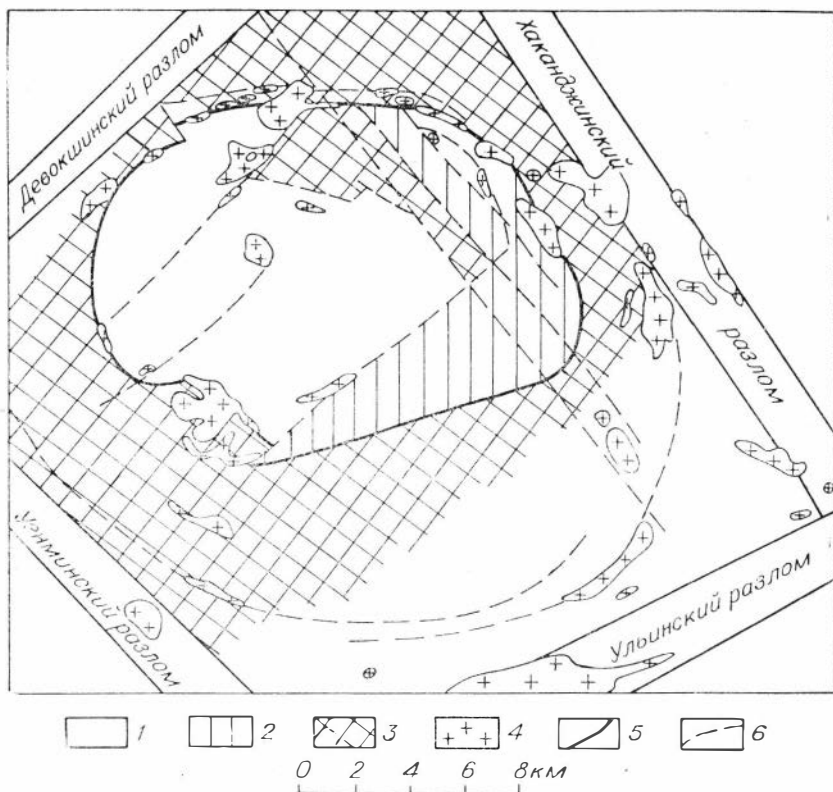


Рис. 13. Структурная схема Уенминской кальдеры:

1 — область наибольшего кальдерного опускания; 2 — область относительно слабого кальдерного опускания; 3 — структуры обрамления кальдеры и наиболее высокая степень горстообразного поднятия; 4 — субвулканические интрузии; 5 — граница кальдеры; 6 — разломы.

рассматривать как источники части гидротермальных растворов. Вторичные изменения практически не затрагивают отложений хаканджинской толщи. Исключение составляет крупное поле вторичных кварцитов в центральной части кальдеры, но структурно оно связано с зоной сочленения разноориентированных разломов и значительного дробления хаканджинской толщи, что облегчило их обработку гидротермальными растворами.

Строение кальдеры определяется сочетанием разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Они разделяют просадку на ряд блоков, среди которых выделяются первичные структурные элементы, сформировавшиеся в процессе образования кальдеры, и наложенные, возникшие в связи с послекальдерной тектонической активностью.

Первичные структурные элементы определяются разломами северо-восточного простирания (рис. 13). В южной части кальдеры разломы отделяют узкий блок треугольной формы, вытянутый в северо-восточном направлении. С юга блок ограничен пограничным разломом кальдеры, по которому он опущен не менее чем на 400 м относительно обрамляющих образований, а с севера обрывается уступом, погружающимся к центру структуры. Блок сложен преимущественно отложениями бургавлинской толщи; лишь в восточной его части встречается изолированные нашлапки хаканджинских игнимбритов. Центральная, более погруженная часть кальдеры заполнена хаканджинскими игнимбритами.

Отложения толщи практически не выходят за границы просадки, и только самые верхние ее горизонты общей мощностью около 200 м распространяются на территории южного блока, где залегают непосредственно на отложениях бургавлинской толщи. Налегание происходит в пределах узкого водораздельного хребта в истоках р. Хаканджи. Здесь в глубоких седловинах по гребню наблюдаются выходы умеренно сваренных игнимбитов бургавлинской толщи. Они слагают южный склон водораздела и распространяются далеко к югу на территорию южного блока. Северный склон сложен хаканджинскими игнимбритами. Они спускаются глубоко вниз по меньшей мере на 400 м ниже седловин. Верхние горизонты, залегающие в пределах южного блока на бургавлинских отложениях, совершенно не нарушены и прослеживаются к центральной части кальдеры. Таким образом, между северным и южным блоками в период образования хаканджинской толщи существовал уступ высотой около 400 м. К сожалению, вид и строение уступа невозможно установить в обнажении. Однако принимая во внимание, что в южной части кальдеры бургавлинские отложения вскрываются на одном гипсометрическом уровне и что в северной части структуры они нигде не обнажаются, а также учитывая крутизну северного склона, которая предполагает еще более крутое залегание контакта между блоками, можно заключить, что уступ имеет тектоническую природу и возник в период формирования кальдеры.

Других крупных первичных структур в пределах кальдеры нет. Вероятно, небольшие перемещения происходили по разлому северо-восточного простирания в северной части кальдеры, однако характер перемещений по нему затушеван более поздними подвижками. Этот разлом контролируется интрузиями и участками гидротермально измененных пород и, несомненно, существовал в период образования кальдеры. Разлом отделяет в северной части просадки дуговой сегмент, который в современной структуре кальдеры несколько приподнят относительно центра.

К наложенным структурам кальдеры относится крупное горстообразное поднятие ее восточного края. Оно приурочено к области пересечения восточного края кальдеры с зоной Хаканджинского регионального разлома (см. рис. 13) и возникло в результате послекальдерной активизации разлома. Поднятие расчленено разломами северо-западного простирания на несколько блоков, последовательно воздымающихся к юго-западу. Наиболее приподнятая северо-западная ступень горста сложена отложениями бургавлинской толщи. Вблизи разлома, ограничивающего горст с запада, породы в значительной степени раздроблены и изменены, вплоть до превращения их во вторичные кварциты. Рассматриваемая ступень, судя по гипсометрическим отметкам выходов бургавлинских и хаканджинских образований, приподнята относительно западных участков кальдеры по меньшей мере на 400 м. Восточные ступени горста последовательно погружаются к востоку, но остаются еще достаточно высоко приподнятыми по сравнению с другими районами кальдеры.

Существенное влияние на строение района, в котором расположена кальдера, оказали крупные структуры основания — региональные разломы северо-восточного и северо-западного простираний. Это влияние выразилось главным образом в создании плана тектонических напряжений, согласно с которым происходило развитие отдельных структурных элементов кальдеры.

Возникновение и развитие кальдеры протекало на фоне относительного тектонического покоя, поэтому контуры кальдеры независимы от основных структурных элементов основания. Скорее всего, они отра-

жают морфологию периферического очага. О вулканическом происхождении просадки свидетельствует и то обстоятельство, что интрузии размещаются главным образом в пределах кольцевой зоны разломов или во внутренних частях кальдеры. Появление интрузий в зоне регионального разлома (Хаканджинского) определяется лишь местом пересечения его с кольцевыми разломами кальдеры, следовательно, магмоконтролирующими в этот период являлись в основном разломы, связанные с кальдерой. При тектоническом происхождении просадки интрузии оказались бы связанными со всеми нарушениями, определившими просадание.

Внутренняя же структура кальдеры определяется первичным планом тектонических деформаций, существовавшим в центральной части Дюльбакинской вулканоструктуры. Деформации северо-восточного простирания были реализованы в процессе обрушения центрального блока и разделили его на ряд блоков, характеризующихся неодинаковой амплитудой опускания. Наиболее сильно воздействовала структура основания на строение вулканической просадки после завершения вулканических процессов. Восточная часть кальдеры была вовлечена в блоковые движения, происходившие вдоль Хаканджинской зоны разломов. Эти движения привели к образованию сложной горстообразной структуры, согласующейся с простиранием зоны разломов.

Девокшинский вулканический грабен

Девокшинский вулканический грабен выделен Р. Б. Умитбаевым в 1966 г. Исследования автора и Р. Б. Умитбаева в 1969 г. позволили уточнить строение вулканической просадки и способствовали выяснению взаимоотношений между основными ее структурными элементами.

Грабен приурочен к западному крылу Хакаринской вулкано-тектонической депрессии, которая расположена в осевой зоне Ульинского прогиба, в районе слияния рек Улья и Амка, и занимает площадь около 5000 км². Депрессия имеет вид чашеобразной структуры изометричной формы и, по крайней мере, с запада и юго-запада обладает отчетливыми тектоническими ограничениями, где отделена от области относительного поднятия Чулюлканским разломом.

Депрессия заполнена мощными толщами меловых и палеогеновых вулканогенных образований. Среди них преобладают отложения амкинской свиты, в особенности ее вулканогенно-осадочные пакки, венчающие разрез толщи. Наибольшую мощность терригенные образования имеют в центральных участках структуры, а на ее крыльях их мощность постепенно сокращается вплоть до полного выклинивания.

Амкинские отложения согласно, местами с переслаивающимися переходами вверх по разрезу, сменяются андезито-базальтами, андезитами и трахеандезитами хстанинской свиты, которые занимают обширные пространства в центральной части депрессии. Они образуют мощную толщу пород, до 400 м в центре структуры, но по направлению к краевым частям сокращаются по мощности и почти не известны в пределах области относительного поднятия, ограничивающего депрессию на юго-западе.

В центральных районах депрессии отложения амкинской и хетанинской свит перекрываются трахитоидными породами уракской свиты. Они не пользуются широким площадным распространением и связаны с опущенными блоками основания, где выполняют вулканические структуры обрушения.

Более поздние вулканогенные образования в пределах депрессии — покровы базальтов палеогенового возраста. Они залегают в цент-

ральных районах структуры, образуя обширное плато, и с несогласием перекрывают отложения более древних свит.

Строение депрессии зависит от крупных структур основания — региональных разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Эти разломы определяют мозаичное строение центральной части депрессии и разделяют ее на ряд крупных блоков, различающихся по знаку и амплитуде перемещения и по истории геологического развития. Обособление отдельных блоков произошло, по-видимому, в послехетанинское время, так как при формировании амкинской и хетанинской свит структура основания не испытывала значительной блоковой дифференциации, в связи с чем доуракским отложениям свойственно выдержанное площадное распространение. С некоторыми из погруженных блоков основания связаны вулканические структуры обрушения. Предположение о тектонической природе таких просядков наталкивается на серьезные трудности. Различные просядки обладают неодинаковым строением разрезов вулканогенных толщ и существенно отличаются по петрохимическим и петрографическим особенностям заполняющих пород. Поэтому, вероятно, блоковые движения, обособившие области локализации уракских отложений, и уракский вулканизм связаны в едином тектоно-магматическом процессе.

Западное крыло депрессии осложнено крупным Амкинским региональным разломом. Он отклоняет от центральной, наиболее погруженной части депрессии крупный сегмент, сложенный главным образом хетанинскими и амкинскими вулканогенными образованиями. Менее характерны уракские отложения. Они локализируются в пределах опущенных блоков основания, возникших на месте пересечения края депрессии с разломами северо-восточного простирания, и образуют вулканические структуры обрушения. Наиболее отчетливо присущие им особенности проявились в Девокшинской вулканической просядке.

Девокшинский вулканический грабен расположен на междуречье рек Амка, Улья и Девокша и приурочен к крупному блоку основания, ограниченному со всех сторон региональными разломами (см. рис. 8, 14 и 16). Грабен имеет прямоугольную форму и несколько вытянут в северо-восточном направлении.

С северо-запада структура ограничена системой нарушений Девокшинской зоны разломов. Они разделяют северную часть структуры на ряд блоков, последовательно погружающихся к югу. Наибольшее смещение отмечается по нарушению, протягивающемуся от р. Девокши на 15 км в северо-восточном направлении (азимут СВ 30°). Разлом отделяет область наиболее полного развития уракских вулканогенных пород от северо-западных районов, где они представлены лишь самыми нижними своими горизонтами. Вблизи разлома вулканогенные образования флексуобразно изгибаются и погружаются под углом 10° к юго-востоку по направлению к центральной части структуры. Амплитуда перемещения по разлому не везде одинакова из-за осложняющего влияния секущих нарушений, но в ряде мест, например у северного края структуры, превышает 300 м.

Юго-западная оконечность грабена наложена на область относительного поднятия, обрамляющую с запада и юго-запада Хакаринскую вулканотектоническую депрессию. Склоны поднятия расчленены системой нарушений, объединяемых в Чулюлканскую зону разломов. Строение зоны характеризуется развитием системы блоков, последовательно погружающихся к Хакаринской вулканотектонической депрессии, а в районе грабена — к его центральной части. Наибольшее смещение наблюдается по кольцевому разлому, прослеживающемуся по долинам притоков рек Девокша и Улья. Этот разлом следует вдоль дуги на протя-

жения около 150° и контролирует размещение участков интенсивных гидротермальных изменений и многочисленных субвулканических интрузий граносиенитпорфиров. Разлом отделяет центральную часть грабена от его юго-западного обрамления, где урацкие вулканы не пользуются широким распространением и представлены редуцированными разрезами. Амплитуда погружения вдоль него составляет около 300 м.

Юго-восточное ограничение грабена связано с Ульяновской зоной разломов и определяется нарушением северо-восточного простирания, субпараллельным северо-западной границе структуры. Южнее разлома урацкие отложения, аналогичные образованиям центральной части грабена, практически не известны, поэтому разлом можно рассматривать как юго-восточную границу структуры.

С северо-востока вулканический грабен ограничивается Амкинским региональным разломом.

Строение основания вулканического грабена ясно видно в его краевых участках, где вскрываются вулканогенные образования амкинской и хетанинской свит.

Отложения амкинской свиты обладают пестрым составом и фашиально изменчивы. В нижней части свиты развиты преимущественно вулканогенные образования, представленные переслаивающимися чередованием лав с игнимбритами и туфами кислого состава. Они обнажаются главным образом в западной части структуры и тяготеют к области относительного поднятия, где видимая мощность вулканической толщи достигает 200 м.

В восточной части вулканоструктуры вулканогенные образования перекрыты вулканогенно-осадочными горизонтами свиты. Мощность терригенных толщ возрастает по направлению к центральной части Хакаринской вулканотектонической депрессии и у восточного края вулканической просадки достигает 150—200 м. Отложения толщи характеризуются грубослоистым строением, которое выражается переслаиванием тонкого вулканогенно-осадочного материала, туфопесчаников и туфопесчаников с прослоями грубообломочных туфов и туфогравелитов.

Вулканогенно-осадочный горизонт согласно, местами с переслаивающимися переходами вверх по разрезу, сменяется толщей основных и средних эффузивов, принадлежащих хетанинской свите. Наиболее ранние покровы изливались в водной среде и представлены миндалекаменными измененными породами. Они залегают среди вулканогенно-осадочных образований, что послужило основанием для выделения их в особый спилитовый горизонт в составе амкинской свиты. Однако постоянное появление этих пород в основании хетанинской толщи, от главных горизонтов которой они отделены в большинстве случаев лишь 20—30-метровым прослоем туфов смешанного состава, а также одинаковый петрографический состав позволяют рассматривать их в качестве самых ранних продуктов хетанинского вулканизма. Мощность хетанинских образований достигает 300 м и сокращается в области относительного поднятия.

Породы комплекса основания характеризуются покровным, близким к горизонтальному залеганием. Аномальные углы наклона (до 10—15°) образований хетанинской свиты вблизи значительно эродированной жерловины андезитового вулкана, вероятно, могут быть объяснены естественным залеганием покровов на склоне вулкана. Особенности строения вулканогенных образований и их распространение в пределах рассматриваемого района и окружающих территорий свидетельствуют о том, что в доурацкой структуре район локализации вулканического грабена не представлял какой-либо структурной депрессии. Те общие закономерности, которые связаны с породами комплекса основания и выражаются в увеличении мощности отложений и постепенном выполаживании



Рис. 14. Геологическое строение Девочкинского вулканического грабена:

1 — верхний горизонт умеренно сваренных игнимбритов; 2 — горизонт сильно сваренных игнимбритов с ксенолитами; 3 — нижний горизонт умеренно сваренных игнимбритов; 4 — толща андезитов; 5 — толща вулканогенно-осадочных пород; 6 — интрузии; 7 — границы: а — между толщами, б — фациальные; 8 — разломы.

углов падения в северо-восточном направлении, определяются исключительно особенностями строения Хакаринской вулканотектонической депрессии.

Отложения комплекса основания грабена разбиты многочисленными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений и испытали по ним значительные блоковые перемещения. Поэтому структура основания в целом обладает мозаичным строением. Перед излияниями уракских вулканитов породы основания были нивелированы, и уракские

вулканиды залегают с размывом на различных горизонтах амкинской и хетанинской свит.

Строение уракских вулканогенных образований отчетливо видно в центральной части грабена (рис. 14.), заполненной мощной толщей изверженных пород трахилипаритового состава. Толща имеет ясно выраженную стратификацию и состоит из серии покровов, не разделенных эрозионными перерывами. Породы, слагающие толщу, представлены игнимбритами и туфами трахитов и трахилипаритов и в меньшей степени лавами трахидацитов (по Р. Б. Умитбаеву).

Трахидациты залегают в основании толщи и слагают пачку мощностью до 60 м. Они согласно перекрывают андезиты и трахиандезиты хетанинской свиты и близки к последним по своим петрохимическим особенностям. По данным Р. Б. Умитбаева в западном крыле Хакаринской вулcano-тектонической депрессии трахидациты появляются обычно в тех случаях, когда отложения уракской свиты залегают без видимого несогласия на хетанинских образованиях, и поэтому их стратиграфическое положение не совсем ясно: то ли они бенчают разрез хетанинской толщи, то ли начинают цикл уракских извержений. В Девокшинском вулканическом грабене трахидациты пользуются ограниченным распространением и связаны с юго-западным краем структуры, где они появляются на склонах андезитового палеовулкана.

Трахидациты перекрыты мощной толщей изверженных пород, широко распространенных в центральной части грабена. Они образуют серию выдержанных по простиранию покровов, которые легко идентифицируются в отдаленных участках структуры.

О строении толщи можно судить по разрезу на левобережье р. Девокши в районе северо-западной границы структуры. Разрез включает следующие породы (снизу вверх):

1. Светло-серые с коричневатым оттенком пористые кристаллокластические туфы с многочисленными вкрапленниками полевых шпатов и биотита. Мощность более 10 м.

2. Зеленовато-серые пористые слабо сваренные игнимбриты, содержащие обломки зеленоватого стекла (до 20%) и редкие ксеполиты интрузивных пород среднего и основного состава. Обломки стекла слабо деформированы и слегка вытянуты параллельно плоскостям напластования. Мощность. 20 м.

3. Светло-серые с буроватым оттенком слабо сваренные игнимбриты с эвтакситовой текстурой, которая обусловлена упорядоченным размещением вытянутых линз стекла (фьямме), ксеполитов интрузивных пород и роговообманковых шлиров (до 5—10%). Мощность более 10 м.

Продолжение разреза в 3 км южнее выглядит следующим образом (снизу вверх):

4. Темно-серые плотные сильно сваренные игнимбриты, насыщенные небольшими (5—10 мм) скоплениями игольчатых роговых обманок и обломков интрузивных пород. Содержание инородных включений превышает 20%. Мощность 50 м.

5. Светло-коричневые плотные сильно сваренные игнимбриты с характерной эвтакситовой текстурой, обусловленной упорядоченным плоскопараллельным размещением линзочек стекла и обломков интрузивных пород. Мощность 10 м.

6. Темно-бурые до черного витрофиры. Около 40% составляют роговообманковые шлиры и обломки инородных пород. Мощность 10 м.

7. Светло-коричневые плотные сильно сваренные игнимбриты, содержащие роговообманковые шлифы, обломки интрузивных пород и мелкие линзы (до 2 см) желтовато-зеленоватого стекла. Включения инородных обломков составляют до 20% объема породы. Мощность 15 м.

8. Умеренно сваренные игнимбриты бурого цвета с немногочисленными обломками интрузивных пород. Мощность 20 м.

9. Бурые сильно сваренные игнимбриты с эвтакситовой текстурой, обусловленной упорядоченным расположением мелких линз стекла. Содержание обломков не превышает 5—7%. Мощность 20 м.

10. Светло-серые с коричневатым оттенком пепловые туфы. Породы практически не содержат ксенолитов. Мощность 30 м.

11. Светло-серые с зеленоватым оттенком псефито-псаммитовые туфы и туфопесчаники. Мощность более 20 м.

В строснии толщи выделяются четыре горизонта, различающиеся по текстурно-структурным особенностям и вещественному составу слагающих пород, между которыми устанавливаются постепенные переходы.

В основании залегает горизонт, сложенный слабо сваренными игнимбритами. Они представлены хрупкими пористыми породами светло-серой, розовой и коричневой окраски и обладают ясно выраженной эвтакситовой текстурой. В строении пород принимают участие многочисленные обломки стекла (фьямме), ксенолиты интрузивных кислых и средних пород. Количество кристаллических вкрапленников невелико — около 10%; это полевые шпаты, кварц и биотит.

Отложения нижнего горизонта характеризуются некоторыми закономерностями изменения по разрезу структурных особенностей пород и содержания в них ксенолитов. В нижней части горизонта преобладают несваренные игнимбриты и туфы. Многочисленные включения стекла (фьямме) практически не деформированы и представлены угловатыми изометричными обломками. Содержание ксенолитов в среднем не превышает 1—2%. К верхней части горизонта возрастает роль умеренно спекшихся игнимбритов, в которых обломки стекла достаточно сильно деформированы вдоль плоскостей, параллельных напластованию. В них резко возрастает содержание обломков интрузивных пород, количество которых достигает 10% и более.

В строении горизонта, вероятно, участвуют покровы мощностью по несколько десятков метров, но отсутствие коренных выходов не дает достаточных оснований для их разделения. Горизонт характеризуется переменной мощностью и изменяется от первых десятков метров вблизи границ структуры (где они иногда полностью отсутствуют) до 100—150 м в центре.

Отложения нижнего горизонта вверх по разрезу сменяются серией покровов, образующих выдержанную по мощности толщу. Она сложена плотными сильно сваренными порфирокластическими игнимбритами с ясно выраженной эвтакситовой текстурой. Эти породы содержат большое количество кристаллических вкрапленников, а также шпаты и обломки гранитов и диоритов. Вкрапленники составляют до 40% объема породы и встречаются в виде обломков зерен размерами до 0,3—0,5 см. Они представлены альбит-олигоклазом и олигоклазом (до 25%), санидином, кварцем, биотитом, роговой обманкой и редкими зернами пироксена. Связующая масса породы состоит из сильно сваренных осколков изотропного вулканического стекла размером от сотых долей до 1—2 мм. Обломки стекла плотно упакованы и обжимаются вокруг кристаллических вкрапленников. Фьямме вытягиваются параллельно обломкам стекла и достигают в длину 1—2 см. Структура основной массы, таким образом, эвтакситовая или микронигнимбритовая. Содержание ксенолитов интрузивных пород резко возрастает по сравнению с нижележащими отложениями и достигает 40%.

Важной особенностью горизонта порфирокластических игнимбритов является высокая степень сваривания слагающих его игнимбритов. Процессы спекания почти нацело гомогенизируют обломочный стекловатый

базис и преобразуют породы в витрофиры. В составе горизонта отчетливо выделяется витрофировый покров. Он прослеживается на значительные расстояния и распознается почти везде, где наблюдаются выходы соответствующих участков разреза. По простиранию покрова происходят незначительные изменения текстурно-структурных особенностей пород. Наиболее интенсивно сваренные фации, выраженные витрофирами, переходят в сильно сваренные игнимбриты, в которых под микроскопом сравнительно легко устанавливаются признаки обломочного строения стекловатого базиса. Поэтому игнимбритовая природа витрофирового покрова несомненна.

Горизонт сильно сваренных игнимбритов перекрыт 60—80-метровой пачкой умеренно и слабо сваренных игнимбритов, которые по своим особенностям близки к отложениям нижнего горизонта. В строении этой части разреза участвуют три или четыре покрова, и в целом наблюдается тенденция к сокращению содержания обломков интрузивных пород (до 1—2%) и возрастанию роли слабо сваренных игнимбритов и туфов в верхней его части. Таким образом, строение этого горизонта представляет собой обращенный порядок изменения структурно-текстурных особенностей пород и содержания ксенолитов по сравнению с первым горизонтом. В верхней части разреза преобладают рыхлые слабо сцементированные неспекшиеся туфы, среди которых ксенолиты интрузивных пород практически не отмечаются.

Верхние 20—30 м уракских вулканогенных образований в полном разрезе представлены туфогенно-осадочными породами — туфами, туффитами и туфопесчаниками. Они не пользуются значительным распространением и обнажаются лишь в пределах наиболее возвышенных водоразделов.

Общая мощность уракских отложений в пределах вулканического грабена, по данным Р. Б. Умитбаева, оценивается в 350 м и несколько сокращается к границам структуры главным образом за счет отложений нижнего горизонта.

Строение толщи вулканогенных пород, слагающих структуру, позволяет сделать вывод, что их основная масса отложилась в результате серии сближенных во времени извержений, связанных одним этапом вулканической деятельности. На всей территории отложения имеют одинаковый состав, за исключением незначительных различий в содержании включений и структуре, зависящих от положения в разрезе, а не от места нахождения. Несмотря на то, что разрез имеет четырехчленное строение и состоит из серии пскровов, он нигде не разобщен эрозийными поверхностями. Существующие различия между отдельными горизонтами толщи определяются историей магматической деятельности, связанной с формированием грабена. Вероятно, наиболее ранние продукты появились в результате выбросов относительно холодного материала, в котором процессы спекания были слабо выражены. По мере развития вулканогенного процесса на поверхности доставлялся все более горячий материал, что существенно отразилось на возможностях спекания. Особенно благоприятные условия возникли в центральной части толщи сильно сваренных (высокотемпературных) игнимбритов. Одновременное отложение их обеспечивало высокую литостатическую нагрузку, а чехол из раскаленного материала способствовал длительному периоду остывания. Совокупное действие этих факторов привело к полному свариванию обломочного стекловатого материала и образованию покрова витрофиров.

Отложением толщи сильно сваренных игнимбритов магматический очаг исчерпал свои возможности, что выразилось в смене режима извержений. Катастрофические по силе, они сменились эпизодическими выб-

росами пепла. Верхняя часть разреза свидетельствует о том, что отложения пеплового материала происходили в пределах водного бассейна озерного типа, возникшего на месте грабена.

Наиболее примечательной особенностью изверженных образований Девокшинского вулканического грабена является большое количество обломков средних и кислых интрузивных пород в составе вулканогенных отложений. Распределение обломков закономерно изменяется по разрезу и, вероятно, свидетельствует о расслоении магматического вещества в пределах магматической камеры.

Ксенолиты представлены обломками диоритов, различных по зернистости, спессаритов и лейкоксеновых субщелочных гранитов (исследования Умитбаева Р. Б.). Размеры обломков варьируют от микроскопических до 20 см. Ограничения диоритов в одних случаях бывают расплывчатыми, в других резкими; наиболее мелкие почти нацело ассимилированы и фиксируются благодаря штироподобным скоплениям игольчатых кристаллов роговой обманки. Включения субщелочных гранитов обычно имеют резкие ограничения, но по краям иногда обильно инъецированы фельзитом, а порой в мелких обломках фельзит пропитывает их полностью и как бы цементирует отдельные кристаллы кварца и полевых шпатов. Подобные обособления нельзя рассматривать как гомогенные, поскольку граниты подобного состава обнаружены в конгломератах, залегающих в основании уракской толщи.

Распределение обломков в толще излившихся пород характеризуется латеральной и вертикальной зональностью. Вертикальная зональность связана с последовательным изменением содержания обломков в различных горизонтах толщи — от минимального в основании к максимальному в центральной части и снова к минимальному в верхних горизонтах. Латеральная зональность определяется резким аномальным (до 50%) увеличением содержания обломков в районе некоторых центров, обычно фиксируемых субвулканическими интрузиями. Эти центры могут рассматриваться как каналы, через которые осуществлялись извержения, сформировавшие толщу уракских игнимбритов.

Девокшинский вулканический грабен, по-видимому, представляет собой одну из немногих структур, для которых можно установить центры извержений. Через эти центры было излито более 140 км³ уракских игнимбритов.

При параллелизации интрузивных и эффузивных образований трудности обычно возникают из-за отсутствия переходов между жерловыми и покровными фациями. Поэтому, за редким исключением (Федоров, 1963), в литературе практически отсутствуют сведения о каналах извержений для игнимбритов.

В Девокшинской вулканической структуре выделение каналов облегчается своеобразием слагающих эту структуру магматических образований. Вулканогенные породы насыщены обломками интрузивных пород, содержание которых возрастает вблизи некоторых центров, как правило, представленных субвулканическими телами. Такие тела состоят из пород, близких по составу к игнимбрикам, и благодаря ряду особенностей могут рассматриваться как образования, фиксирующие вулканические каналы.

В пределах грабена выделяется по крайней мере пять подобных центров. Они выражены крупными субвулканическими телами, прорывающими толщу уракских вулканогенных образований, и сложены породами трахилипаритового состава с характерными включениями роговообманковых шлиров и обломков гранитов и диоритов. Четыре центра приурочены к зоне северо-восточного простирания (осевая зона вулканических каналов), прослеживающейся вдоль правого борта р. Девокши.

Пятый канал располагается у северо-западного края структуры, в верховьях руч. Вулканического.

Осевая зона вулканических каналов (см. рис. 16) протягивается через всю структуру в ее центральной части и связана с высокопроницаемым в отношении магматических расплавов нарушением Девокшинского регионального разлома. Эта зона фиксируется многочисленными субвулканическими интрузиями, наиболее крупная из которых расположена у юго-западной оконечности зоны и занимает площадь около 4 км². Структурно тело связано с областью пересечения осевой зоны и юго-западной границы вулканической просадки. Интрузия имеет воронкообразное строение, что подтверждается широким развитием такситовых текстур, указывающих на веерообразное схождение магматических пород к центру и вниз, и формой выхода интрузии на местности (рис. 15).

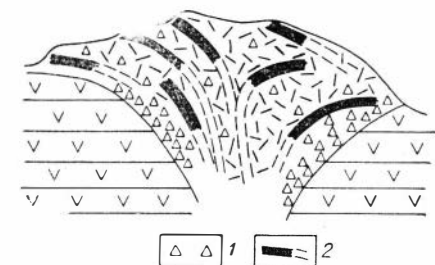


Рис. 15. Строение субвулканической интрузии:
1 — ксенолиты; 2 — субпластовые залежи.

пластообразные тела приобретают субгоризонтальное залегание и слагают субпокровный язык субвулкана, основание которого поκειται на отложениях хетанинской свиты и погружается в сторону интрузии.

Далее к востоку, в направлении центральной части структуры, залежь переходит в систему покровов, участвующих в строении разреза уракских вулканогенных образований. Важно отметить, что в межпластовой залежи выделяется 3-метровый горизонт витрофиров. Он залегает у основания залежи, сложен породами, насыщенными многочисленными обломками интрузивных пород, количество которых достигает 30%, и, вероятно, может параллелизоваться с витрофировым покровом вулканогенного разреза.

Породы интрузии представлены плотными коричневыми трахилипиритами, характеризующимися такситовыми текстурами, которые обусловлены упорядоченным расположением многочисленных роговообманковых шлиров и обломков интрузивных пород.

Размещение ксенолитов связано с плоскостями, параллельными границам пластообразных тел.

Структура основной массы пород стекловатая, реже микрофельзитовая и фельзитовая. В стекловатый базис погружены до 20%: вкрапленников олигоклаза, андезина и биотита; реже отмечаются зерна пироксена и роговой обманки. Существенную роль в составе пород играют роговообманковые шлифы и обломки интрузивных пород. Содержание инородных обломков в породах интрузии непостоянно и изменяется в широких пределах. В приконтактных участках и нижних горизонтах субпокровной залежи количество их достигает 30%, однако по направлению к центру субвулкана и к его апикальным участкам включений в породах становится все меньше (не более 3—4% общего объема).

Поэтому можно сопоставить изменение содержания инородных обломков в интрузии с распределением их в разрезе вулканогенных отложений. Как отмечалось выше, разрез, начиная с нижних горизонтов пачки сильно сваренных игнимбригов, на 30% сложен обломками интрузивных пород. Кверху объем их постепенно сокращается, и в самых высоких горизонтах толщи обломков содержится не более 3—4%, общей массы пород. Подобное соответствие в изменении содержания ксенолитов, несомненно, свидетельствует о том, что рассматриваемая интрузия связана с одним из центров, через которые происходили извержения уракских игнимбригов.

Отдельные пластообразные тела, выделяемые в строении интрузии, можно сопоставить с некоторыми покровами вулканогенного разреза. Они, вероятно, возникли в связи с конкретными извержениями и наслаивались друг на друга по мере развития вулканического процесса.

Три других вулканических центра, связанных с осевой зоной грабена, располагаются в центральной части структуры. Они представлены меньшими по размерам субвулканическими интрузиями и прорывают уракские вулканогенные образования, вплоть до самых верхних горизонтов. Эти интрузии содержат породы трахилипаритового состава, в строении которых участвует от 3 до 30% ксенолитов кислых и средних интрузивных пород. Во вмещающих образованиях вблизи интрузий отмечается аномальное высокое содержание ксенолитов. Местами количество их достигает 50% (восточный край зоны). Существенная доля падает на большие, до 10 см и более, обломки, по форме напоминающие небольшие вулканические бомбы. В удалении от центров извержений количество обломков и их размеры сокращаются до среднего содержания в покровных образованиях (3—30%).

Один из центров извержений уракских игнимбригов, по исследованиям Р. Б. Умитбаева в 1966 г., устанавливается вне связи осевой зоной грабена. Этот центр расположен у северо-западного края структуры, в верховьях руч. Вулканического, и залегает среди амкинских образований. Он занимает площадь около 8 км² и представлен интрузией, состоящей из двух частей, каждая из которых вытягивается в северо-восточном направлении. Интрузия образована флюидалными трахилипаритами и, судя по ориентировке флюидалности, имеет воронкообразную форму. Северный контакт интрузии вертикальный, а южный под углами 65—70° погружается к центру.

Флюидалные трахилипариты выражены массивными породами с характерной светло-коричневой окраской. Около 30% составляют мелкие вкрапленники олигоклаз-аплезина, а также включения и шпироподобные обособления диоритов. Количество включений и шлифов в трахилипаритах, как правило, не превышает 3%. Включения интенсивно переработаны и имеют расплывчатые очертания. Местам они полностью замещены и распознаются по шпироподобным скоплениям роговой обманки.

Строение вулканогенных образований Девочкинского грабена свидетельствует о том, что они были сформированы единой близкой во времени серией извержений. Значительная часть образований, вероятно, была вынесена через установленные центры извержений. Особого внимания заслуживает осевая зона вулканических каналов. Помимо группы крупных субвулканических интрузий она контролируется серией разрывных продольных нарушений, и в ее пределах располагаются многочисленные небольших размеров интрузии. Среди последних необходимо особо отметить тела и дайки трахилипаритов и витрофиров, насыщенные обломками интрузивных пород и прослеживающиеся вдоль зоны в северо-восточном направлении под углом 20°. По видимому, в период извержений зона служила линейным каналом,

через который изверженный материал выносился на поверхность, что обеспечило замечательное однообразное разреза вулканогенных образований на всей территории грабена. Катастрофический характер извержений и большой объем одновременно излитого материала явились причиной того, что в значительной своей части канал оказался погребенным под собственными продуктами извержений. В современной структуре вулканические центры фиксируются лишь благодаря крупным субвулканическим массам, застывшим в пределах наиболее открытых участков линейного капаля.

Помимо рассмотренных субвулканических интрузий в районе вулканического грабена устанавливается большая группа интрузий, стерильных в отношении ксенолитов интрузивных пород и отличающихся по составу (исследования Р. Б. Умитбаева). Большинство из них тяготеет к зонам региональных разломов и, вероятно, связано с магматической активностью в зонах разлома, независимой от эволюции вулканической просадки.

Некоторые интрузивные образования, расположенные в центральной части грабена и пространственно подчиненные строению вулканической просадки, по-видимому, имеют прямое отношение к процессам, приведшим к образованию вулканоструктуры. Интрузии представляются небольшими штокообразными и дайковыми телами. Слагающие их породы имеют трахитовый и трахилипаритовый состав, но в отличие от интрузий вулканических центров почти не содержат ксенолитов инородных пород. Исходя из того, что рассматриваемые интрузии прорывают разрез уракских вулканогенных пород и стерильны в отношении ксенолитов, можно предположить, что они сформировались на заключительной стадии развития вулканоструктуры, когда магматический расплав был лишен включений инородного вещества. Поздние порции расплава выжимались вдоль пограничных разломов и формировали эти интрузии.

Внутреннее строение грабена сложное. Оно обусловлено сочетанием разноориентированных разломов, которые расчленили его центральную часть на серию блоков (см. рис. 14 и 16).

В первом приближении блоки группируются в пределах двух секторов, различающихся по ряду признаков. Юго-западный сектор в виде дугового пояса охватывает западные и северо-западные участки структуры. Он сложно, по системе разноориентированных разломов, сочленяется с восточным районом грабена и в целом приподнят относительно его на 200 м. В строении сектора участвуют главным образом породы комплекса основания. Уракские вулканогенные образования не пользуются значительным распространением и встречаются лишь в виде небольших полей, сложенных наиболее ранними продуктами уракского вулканизма.

Восточный сектор занимает всю центральную территорию грабена (см. рис. 14 и 16) и заполнен мощной толщей уракских игнимбритов. Сектор разделен осевой зоной вулканических каналов на два крупных блока. Северный блок приподнят относительно южного на 100 м. В его пределах уракские образования моноклинально, со слабым наклоном в 5—10°, погружаются к юго-востоку по направлению к центру структуры. Вблизи разломов, ограничивающих блок с севера и запада, отложения испытывают флексурообразный изгиб и наклон в них достигает 20°. Южный блок заполнен горизонтально залегающими толщами уракских игнимбритов.

В целом необходимо отметить, что существенное влияние на строение грабена оказало его положение в зоне перехода от внутренних районов Хакаринской вулкано-тектонической депрессии к области относи-

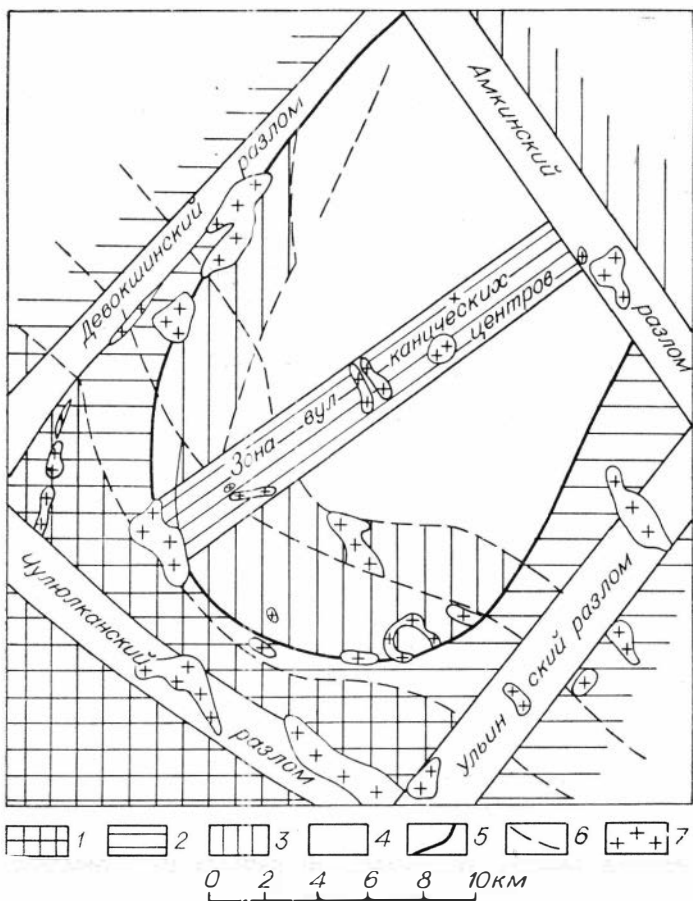


Рис. 16. Структурная схема Девокшинского вулканическо-го грабена:

1 — область относительного поднятия; 2 — область погружения к центру вулканотектонической депрессии; 3 — центральная часть вулканотектонической депрессии; 4 — наиболее погруженная часть вулканического грабена; 5 — граница грабена; 6 — разломы; 7 — интрузии.

тельного поднятия. Эта зона характеризовалась широким проявлением разнонаправленных блоков движений, проявившихся в значительной степени после образования вулканической структуры. В то время как центральные районы депрессии испытывали устойчивое погружение, структуры обрамления отличались относительным поднятием. Вовлеченная в это движение вулканоструктура была раздроблена на два сектора: западный, тяготеющий к области относительного поднятия, поэтому приподнятый относительно центральной части депрессии, и восточный находящийся больше под влиянием тех процессов, которые происходили в центральных районах вулканотектонической депрессии.

Возможно, некоторые элементы строения наследуются от первичной структуры грабена, но фактического материала для выделения этих первичных элементов явно не достаточно.

В заключение необходимо отметить, что Девокшинский вулканический грабен — это структура обрушения, возникшая в результате излияния более чем 140 км² уракских игнимбритов. Подобное утверждение основывается на следующих данных.

Строение разреза вулканогенных пород, заполняющих грабен, свидетельствует о том, что вся толща сформирована серией сближенных

во времени катастрофических извержений. Продукты этих извержений отлагались на пенепленизированном основании и залегают почти горизонтально в виде толщ пород около 350 м мощности. Аналогичные образования за границами структуры практически отсутствуют, следовательно, толща отлагалась в пределах депрессии. Учитывая, что в основании толщ отсутствуют конгломераты и что вулканические аппараты для уражских извержений находятся в структурной зависимости от строения депрессии, можно утверждать, что процессы извержения и возникновения структуры протекали одновременно; следовательно, рассматриваемая структура есть вулканическая структура обрушения.

По своим морфологическим чертам и некоторым особенностям строения Девочкинская вулканоструктура существенно отличается от таких структур обрушения, как кальдеры. Она обладает желобообразной формой и ограничена субпараллельными (а не дугowymi) разломами. В центральной части структуры вдоль ее оси прослеживается линейная зона, с которой связано размещение питающих извержения каналов. Вне осевой зоны известен лишь один вулканический центр, который расположен у северо-западной границы структуры. За редким исключением, с разломами, ограничивающими структуру, не связаны интрузивные образования.

Все эти особенности Девочкинской структуры отличают ее от кальдер и позволяют выделить в классе вулканических структур обрушения особую группу образований — вулканические грабены.

Другие структуры

На территории Ульинского прогиба находится еще ряд вулканических структур обрушения, впервые выделенных Р. Б. Умитбаевым в 1967 г. Они приурочены к крупным погруженным блокам основания, выколотым в фундаменте Хакаринской вулcano-тектонической депрессии системой региональных разломов (см. рис. 8). Место локализации этих вулканических структур обрушения связано с западным склоном депрессии, где расположены, в частности, Усть-Хакаринская и Хаяранская вулканоструктуры.

Усть-Хакаринская вулканическая структура (по Р. Б. Умитбаеву) тяготеет к центральной части названной выше депрессии. В поперечнике структура имеет около 20 км, очертания ее округлые. Она характеризуется разломными ограничениями и заполнена мощной толщей (до 500 м) трахитов и трахилипаритов, их кластолав, туфов и игнимбритов. Наиболее высокое положение в разрезе занимает горизонт вулканогенно-осадочных пород (хаяранская толща), мощность которого увеличивается по направлению к центру структуры.

Вулканогенные образования в пределах структуры имеют центри-клинальное залегание, но по направлению к центральным участкам структуры постепенно выполаживаются почти до горизонтального залегания. Вдоль разломов, ограничивающих структуру, размещаются три интрузии граносиенит-порфиоров — фиксирующие аппараты, через которые извергались трахиты и трахито-липариты. Однако главная масса изверженного материала, по мнению Р. Б. Умитбаева, поступила не из этих каналов, а из зоны регионального разлома, где расположены многочисленные интрузии близкого состава.

Хаяранская вулканическая структура (по Р. Б. Умитбаеву) размещается ближе к внутренней части Хакаринской структуры. тектонической депрессии, северо-западнее Усть-Хакаринской структуры. Хаяранская структура достигает 20—25 км в поперечнике и обладает изометричными очертаниями. Заполнена она толщей (около 450 м)

уракских пород, среди которых главная роль принадлежит бело-розовым туфам и игнимбрикам трахитового состава. Подобные образования за границами кальдеры практически не известны, что и определяет индивидуальность структуры. Верхние горизонты уражской толщи, как и в Девочкипской и Усть-Хакаринской структурах, сложены вулканогенно-осадочными породами.

Вулканогенные образования в вулканической просадке характеризуются центриклинальным залеганием и быстро выполаживаются к ее центральной части.

Структура ограничена системой кольцевых разломов, амплитуда погружения по которым превышает несколько сотен метров. Кольцевые разломы определяют и внутреннее строение кальдеры. Они разбивают ее системой нарушений, концентрических с пограничными разломами, с которыми связан ряд последовательных погружений к центру просадки.

* * *

*

В системе структур Охотско-Чукотского вулканического пояса вулканические структуры обрушения связаны с крупными вулканотектоническими депрессиями, достигающими в поперечнике многих десятков километров. Вулканоструктуры появляются в тех участках депрессий, где сочленения разноориентированных разломов основания создают условия высокой блоковой подвижности. Вероятно, движение по разломам способствует возникновению периферических магматических камер, которые, по современным представлениям (Мархинин, 1964; McCall, 1963), обуславливают развитие структур обрушения. Разломы основания играют большую роль в развитии вулканоструктур. Они определяют их очертания, служат каналами для поднимающихся расплавов, а также влияют на общий план тектонических деформаций в пределах структур.

Вулканоструктуры заполнены мощными толщами изверженных пород, в основном это игнимбрики. Толщи, как правило, характеризуются трехчленным строением. В основании залегает горизонт, сложенный слабо сваренными игнимбриками и туфами. Выше они с постепенным или резким переходом сменяются отложениями сильно сваренных игнимбриков значительной мощности. Верхняя часть разреза вновь представлена умеренно и слабо сваренными игнимбриками, близкими по своим особенностям к отложениям нижнего горизонта. В некоторых структурах верхние горизонты перекрываются пачками вулканогенно-осадочных пород. Соотношение мощностей отдельных горизонтов неодинаково для различных структур. Нижний и верхний горизонты могут выпадать из разреза. Обычно наиболее широким распространением пользуются вулканогенные образования среднего горизонта: именно они образуют свыше 50% общего объема изверженных пород. Подобное трехчленное строение разрезов отражает общие закономерности, свойственные игнимбриковым отложениям (Смит, 1963), и дает основание предполагать, что возникновение толщ, заполняющих просадки, связано с серией катастрофических извержений, близких по времени.

Изверженные образования в вулканоструктурах характеризуются центриклинальным залеганием. Наибольшие углы (до 10°) отмечаются вблизи пограничных разломов, но по направлению к центру толщи выполаживаются и лежат практически горизонтально. За пределами просадок изверженные образования не пользуются широким распространением и быстро сокращаются в направлении от структур. Сопоставление разрезов разновозрастных отложений из близко расположенных струк-

тур показывает, что они сложены существенно различающимися по составу породами и обладают специфическими особенностями, следовательно, развивались независимо друг от друга.

Породы комплекса основания, обрамляющие структуры обрушения, вблизи границ вулканических просядок характеризуются центриклинальным погружением в сторону просядок. Углы падения резко увеличиваются вблизи пограничных разломов, но в удалении от них быстро выполаживаются. Приразломные дислокации практически не затрагивают изверженных образований структур обрушения, которым только в непосредственной близости от пограничных разломов иногда присущи незначительные (до $5-10^\circ$) центриклинальные погружения.

Это обстоятельство, а также то, что вулканогенные образования не пользуются сколько-нибудь широким распространением за границами просядок, позволяет утверждать, что отложение продуктов извержений в структурных депрессиях происходило в условиях, когда опускания несколько опережали накопление продуктов извержений. Подобный вывод совпадает со взглядами других исследователей, занимающихся проблемой вулканических структур обрушения (McCall, 1963; Steven, Ratte, 1964, и др.).

Существенную роль в строении депрессии играют интрузивные образования. Пространственно они связаны с разломами, возникшими в стадии обрушения структур,— пограничными или секущими и имеют общий с излившимися породами петрохимический и петрографический состав. Различного рода структурные соотношения позволяют рассматривать интрузивные породы как образования, одновременные вулканитам, и, более того, как образования, фиксирующие вулканические центры, через которые происходили излияния. В структурах типа кальдер эти породы могут объединяться в интрузивное кольцо, связанное с пограничными разломами.

Внутреннее строение вулканических просядок зависит от плана тектонических деформаций, обусловленного влиянием крупных региональных расколов основания. Однако некоторые особенности строения просядок объясняются обрушением центрального блока или развиваются в послекальдерный этап развития (резургентные структуры).

ГЛАВА IV

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Петрографические исследования Х. Вильямса (Williams, 1942), Х. Куно (Kuno, 1953) и других позволили установить, что состав изверженных пород закономерно изменяется в процессе формирования вулканических структур обрушения. Для изверженных комплексов описанных структур нами также была предпринята попытка выявить подобные изменения и выяснить их природу. С этой целью проведено изучение петрохимических особенностей пород, результаты которого изложены ниже. Для петрохимических построений использовано 44 химических анализа, 22 из которых выполнено в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР по материалам автора, 8 любезно представлены Р. А. Еремным, а остальные заимствованы из геологических отчетов.

Изверженные породы конкретных вулканоструктур имеют близкие химические составы, различия между которыми весьма не существенны и слабо отражаются на диаграммах А. Н. Заварицкого (1950). Поэтому в целях наиболее подробного и детального изучения особенностей химизма пород был применен метод дифференциационного индекса, предложенный С. П. Торнтоном и О. Ф. Таттлом (Thornton, Tuttle, 1960). Дифференциационный индекс для рассматриваемых пород определяется суммой весовых процентов нормативных кварца, ортоклаза и альбита и, следовательно, связан обратными соотношениями с содержанием в породе окислов железа, магния и кальция. Он является обобщенной характеристикой магматических пород и определен Торнтоном и Таттлом как мера их основности. В дальнейшем вместо термина «дифференциационный индекс» будет употребляться символ D .

Арманская кальдера. Изверженные образования Арманской кальдеры (табл. 3) относятся к ассоциации известково-щелочных пород и, согласно И. М. Сперанской (1963г, 1964), принадлежат к центральноохотскому типу лав Охотско-Чукотского вулканического пояса. Проекция роя векторов составов горных пород кальдеры на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 17) располагается в пределах небольшого участка, что свидетельствует о близком петрохимическом составе пород, и занимает промежуточное положение между линиями вулканических серий типов Пеле и Йеллоустонского парка. Фигуративные точки, отвечающие излившимся породам, концентрируются около значения параметра a , равного 12, и образуют нисходящую последовательность от значения b , равного 2,6—7,2.

Сопоставление положений анализируемых пород в разрезе толщи игнимбригов и отвечающих им векторов на диаграмме показывает, что между ними не устанавливается однозначного соответствия, следовательно, наблюдаемая последовательность не отражает закономерных изменений химизма пород по разрезу.

Результаты химических анализов изверженных

Окисел и свойство	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	76,64	73,58	72,30	71,64	71,37	71,10	70,91	69,64	68,78	69,43	70,20
TiO ₂	0,12	0,19	0,20	0,33	0,18	0,31	0,15	0,20	0,12	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	10,40	13,74	14,58	14,50	13,87	14,80	13,86	14,28	13,62	13,77	13,00
Fe ₂ O ₃	0,97	1,32	1,17	1,62	1,83	2,05	0,73	2,02	1,20	1,57	1,38
FeO	0,61	0,97	1,43	1,10	0,07	0,72	0,14	0,56	0,35	0,31	0,42
MnO	0,10	0,02	—	0,08	0,04	0,10	0,07	0,08	—	0,05	0,06
CaO	1,59	1,43	1,90	2,07	1,52	1,82	1,92	2,25	2,36	2,73	1,77
MgO	0,20	0,51	0,60	0,54	0,25	0,75	0,25	0,46	0,08	0,29	0,22
K ₂ O	2,56	3,51	2,60	2,55	3,21	2,58	3,68	3,04	1,63	4,13	1,61
Na ₂ O	3,39	3,20	4,10	3,91	2,81	3,80	2,42	3,26	4,08	1,95	4,76
H ₂ O	1,04	1,42	1,45	1,26	4,44	1,57	5,86	3,75	6,70	5,71	6,09
CO ₂	2,10	—	—	—	—	—	0,35	0,20	—	0,33	0,36
Сумма	99,75	99,99	100,33	99,64	99,70	99,65	100,34	99,75	100,02	100,42	99,99
<i>a</i>	11,5	11,8	12,4	12,0	10,7	11,9	10,8	11,8	11,8	10,3	13,2
<i>a</i>	2,5	4,9	5,3	5,3	6,2	6,7	4,5	5,1	2,7	4,0	2,2
<i>c</i>	1,3	1,7	2,3	2,5	1,8	2,1	2,4	2,7	3,0	3,4	2,3
<i>s</i>	84,7	81,6	80,0	80,2	81,3	79,3	82,3	80,4	82,5	82,0	82,3
<i>f'</i>	62,0	28,7	42,2	45,6	26,0	35,0	16,9	44,6	50,0	45,0	78,0
<i>m'</i>	13,2	16,4	19,5	16,5	6,5	18,0	9,2	14,9	7,9	12,5	15,6
<i>c'</i>	26,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>a'</i>	—	54,9	38,5	38,0	67,3	48,0	74,0	45,6	42,2	43,0	6,2
<i>n</i>	66,0	58,0	70,0	70,0	57,0	68,4	50,0	62,4	79,3	41,0	82,0
<i>D</i>	87,8	85,35	83,1	81,8	81,8	81,7	81,1	79,1	77,6	77,1	82,0

Примечание. 1, 2, 3 — витрогнимбриты липаритов; 4—10 — порфирокластические игнимбулиты; 12, 14—19 — витрофиры межпластовых залежей; 20, 22 — липариты; субвулканическая гранит, массив Сфинкс; 24 — порфиroidный гранит, массив верховья руч. Финиш. Использованы Р. А. Ереминым (1, 8, 11, 13, 20—22.).

Иная картина получается при сопоставлении величины дифференциационного индекса пород с их положением в разрезе. Значения индекса колеблются в интервале 92,5—77, но по разрезу его изменения вполне закономерны и характеризуются постепенным уменьшением от 88 в основании разреза до 77 в верхних горизонтах толщи порфирокластических игнимбритов. Следовательно, можно констатировать, что по мере отложения игнимбритов образований кальдеры происходит прогрессивное понижение величины *D*. Исключение из общей последовательности составляют анализы 5, 7. Соответствующие им породы были отобраны из центральной части толщи порфирокластических игнимбритов, но по особенностям состава они близки к породам основания толщи. Интересно, что проба, взятая всего несколькими метрами выше по разрезу, резко отличается по величине *D* и отвечает породам центральной части толщи.

Среди интрузивных образований кальдеры по значению дифференциационного индекса намечается последовательность, положение пород в которой связано со степенью их кристалличности. Наименьшим значением *D* характеризуются витрофиры межпластовых залежей и краевых

пород Арманской кальдеры, вес, %

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
70,40	69,02	70,20	69,92	70,76	70,30	72,32	70,18	74,57	74,04	75,46	73,52	74,05
0,20	0,11	0,24	0,16	0,24	0,24	0,20	0,16	0,36	0,12	0,20	0,24	0,13
14,64	12,35	14,74	14,49	14,74	14,74	14,45	13,89	13,57	12,59	13,97	14,81	14,10
2,24	1,18	1,84	1,36	1,19	2,00	0,16	1,60	0,68	1,28	0,25	1,21	0,62
0,21	0,45	0,35	0,28	0,83	0,14	0,43	0,14	1,15	0,18	1,08	0,87	1,36
—	0,02	—	—	—	—	—	—	0,03	0,01	—	0,03	0,01
1,98	1,40	1,87	1,76	1,87	1,40	1,34	1,26	0,52	0,64	0,45	0,71	0,31
0,48	0,96	0,50	0,24	0,45	0,48	0,36	0,16	0,30	0,13	0,23	0,12	—
2,41	2,55	3,01	2,20	3,01	3,48	2,91	2,24	4,84	6,18	4,46	4,29	4,26
4,53	4,50	4,08	4,76	4,35	4,24	3,87	4,98	2,13	1,79	3,00	3,92	4,19
2,56	7,18	2,68	4,94	2,13	2,60	3,66	5,10	2,12	2,88	1,28	—	0,64
—	0,43	—	—	—	—	—	—	—	0,23	—	0,03	—
99,94	100,15	99,81	100,31	99,78	99,72	99,88	99,97	100,26	100,07	100,38	99,77	99,88
13,3	14,1	13,4	13,8	13,8	14,4	12,3	15,2	11,5	12,8	12,2	14,2	14,8
4,2	3,9	4,3	3,4	3,6	4,5	4,3	2,5	6,7	3,7	5,8	4,9	4,3
2,5	1,5	2,3	2,1	2,3	1,7	1,6	1,5	0,6	0,8	0,5	0,8	0,3
80,0	80,5	80,0	80,7	80,3	80,0	81,8	80,8	81,2	82,7	81,5	80,1	80,6
50,0	41,7	53,0	44,0	48,2	39,4	12,5	56,0	23,0	34,0	21,0	34,0	40,0
20,0	50,0	23,5	12,0	22,2	18,2	15,3	11,1	6,8	5,3	5,5	4,0	—
—	8,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
30,0	—	47,0	44,0	29,6	42,4	72,0	27,8	70,0	61,0	73,0	61,5	60,0
74,5	73,0	67,0	77,0	68,8	64,8	67,0	74,0	38,7	30,5	50,0	57,6	60,0
82,2	82,3	82,4	82,8	83,1	84,9	85,1	86,1	88,7	90,1	90,8	91,0	92,5

бриты липаритов; 11—13 — витрофиты из приконтактной части субвулканической интрузии горы интрузия горы Кучерявой; 21 — липариты, субвулканическая интрузия горы Алунитовой; 23 — данные анализов, проведенных И. М. Сперанской (4—7, 10, 23, 24), В. И. Ковольковым (9, 12, 14—18),

частей гипабиссальных интрузий, наибольшим — раскристаллизованные породы из глубоких уровней и центральных частей интрузий. Следовательно, величина D интрузивных пород растет пропорционально времени их застывания. Удобны для иллюстрации изменения химического состава вариационные диаграммы, построенные по методу Торнтон — Таттла (Thornton, Tuttle, 1960). На них изображается распределение петрогенного окисла в зависимости от значения D . Поскольку, как это показано выше, величина D связана с положением анализируемой породы в разрезе отношением обратной пропорциональности, то существование функциональной связи между D и петрогенным окислом будет свидетельствовать и о закономерных изменениях окисла по разрезу. Если расположить ось, по которой будем откладывать величину D , таким образом, чтобы возрастание ее значения происходило в левую сторону, то вид полученной зависимости будет отражать поведение окисла по разрезу снизу вверх.

В строении Арманской кальдеры выделяются две группы изверженных образований — вулканические породы, заполняющие центральную просадку кальдеры, и интрузивные тела, опоясывающие кальдеру или

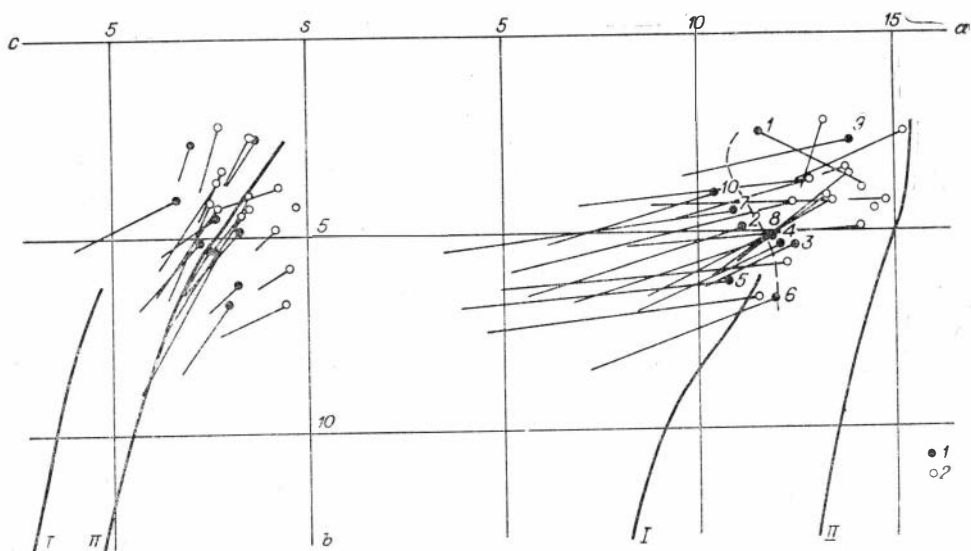


Рис. 17. Петрохимическая диаграмма изверженных пород Арманской кальдеры: 1 — вулканические образования; 2 — интрузивные образования; вариационные линии типов Пеле (I) и Йеллоустонского парка (II). Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 3.

в виде межпластовых интрузий витрофигов внедрившиеся в толщу игнимбритов. На диаграмме SiO_2 — D (рис. 18) довольно отчетливо обособляются два поля, одно из которых отвечает излившимся породам, а второе — интрузивным.

Фигуративные точки игнимбритов располагаются вдоль плавной, монотонно изменяющейся кривой, которая отражает прямо пропорциональную зависимость между содержанием кремнекислоты в породе и величиной D . Наиболее высокое содержание кремнекислоты наблюдается в самых ранних отложениях витроигнимбритов; им же соответствует и наибольшая для излившихся пород величина D . По разрезу толщи силларов содержание кремнекислоты постепенно падает от 76,7 до 72,3%. Переход от отложений типа силларов к порфирокластическим игнимбритам по содержанию SiO_2 и величине D протекает постепенно, без скачкообразных изменений. В толще порфирокластических игнимбритов связь кремнекислоты с величиной D остается такой же, как и в силларах, поэтому вид кривой не изменяется.

Таким образом, устанавливается отношение обратной пропорциональности между содержанием SiO_2 и положением породы в разрезе. Общая закономерность нарушается фигуративными точками анализов 5 и 7. По-видимому, эти аномалии объясняются локальным обогащением пород кремнекислотой, что привело к возрастанию величины D . Общая последовательность изменения состава восстанавливается уже на уровне фигуративной точки 8, отвечающей отложениям, которые расположены всего в нескольких метрах выше аномальных пород и по сравнению с ними имеют более низкое содержание SiO_2 . Координаты точки соответствуют отложениям из центральной и верхней частей толщи порфирокластических игнимбритов.

Интрузивным образованиям на диаграмме отвечает узкое поле, вытянутое параллельно и расположенное ниже и левее под графиком вулканических пород. В пределах поля четко обособляются два участка. Один из них, расположенный в правой нижней половине поля, представлен витрофирами межпластовых залежей, второй, лежащий в области

высоких значений кремнекислоты и величины D , — породами дискордантных интрузий. На первый взгляд, участки резко обособлены друг от друга, как будто нет оснований объединять их в одно целое. Однако, как говорилось при описании Арманской кальдеры, среди интрузивных образований отмечаются субвулканические тела с витрофировой зоной закалки. Химические анализы, взятые из витрофировой оторочки и центральной части интрузии горы Алунитовой, оказываются отличными друг от друга, и фигуративные точки, отвечающие приконтактовым витрофирам (анализы 11, 13), попадают в поле витрофиров межпластовых залежей, а породы центральной части интрузии (анализы 20, 21) по составу оказываются близкими к раскристаллизованным породам дискордантных интрузий глубоких уровней формирования (Сфинкс). Следовательно, эти два пространственно разобщенных участка, несомненно, представляют одно целое, а конфигурация поля свидетельствует о закономерных изменениях химического состава в процессе консолидации интрузивных тел. Чем длительнее время застывания интрузии, тем более высокое содержание SiO_2 и большие значения D соответствуют ему, т. е. характер химических преобразований во времени оказывается обратным тому, который наблюдается в последовательности излившихся пород.

В описании Арманской кальдеры отмечалось, что до недавнего времени все витрофиры межпластовых залежей считались сильно сваренными фациями игнимбритов. Наши выводы об их интрузивной природе (Еремин, Ярмолюк, 1969б), сделанные на основании геологических наблюдений, подтверждаются результатами петрохимических исследований. На диаграмме (см. рис. 18) поле витрофиров четко отделяется от поля составов вулканических пород. По сравнению с порфирокластическими игнимбритами, в толще которых располагается основная масса межпластовых залежей, витрофиры характеризуются более высокими значениями D , а там, где они по дифференциационному индексу близки к порфирокластическим игнимбритам, меньшим содержанием SiO_2 .

На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - D$ (см. рис. 18) четко обособляются поля, отвечающие вулканическим породам, витрофирам межпластовых залежей и гипабиссальным интрузиям. Фигуративные точки составов вулканических пород локализуются в пределах относительно узкой полосы между значениями Al_2O_3 , равными 13,5 и 14,5, что, вероятно, свидетельству-

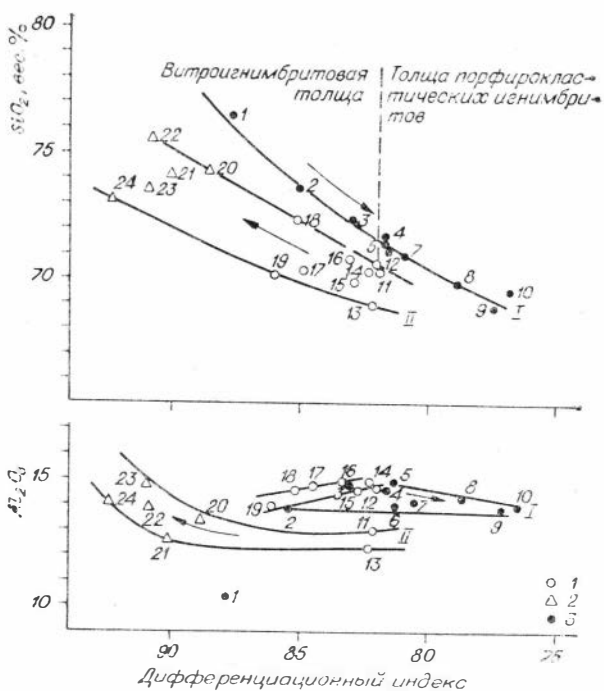


Рис. 18. Вариационные диаграммы окисел (SiO_2 , Al_2O_3) — дифференциационный индекс изверженных пород Арманской кальдеры:

I — поле вулканических пород; II — поле интрузивных пород; 1 — витрофиры; 2 — интрузивные диориты и граниты; 3 — игнимбриты. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 3.

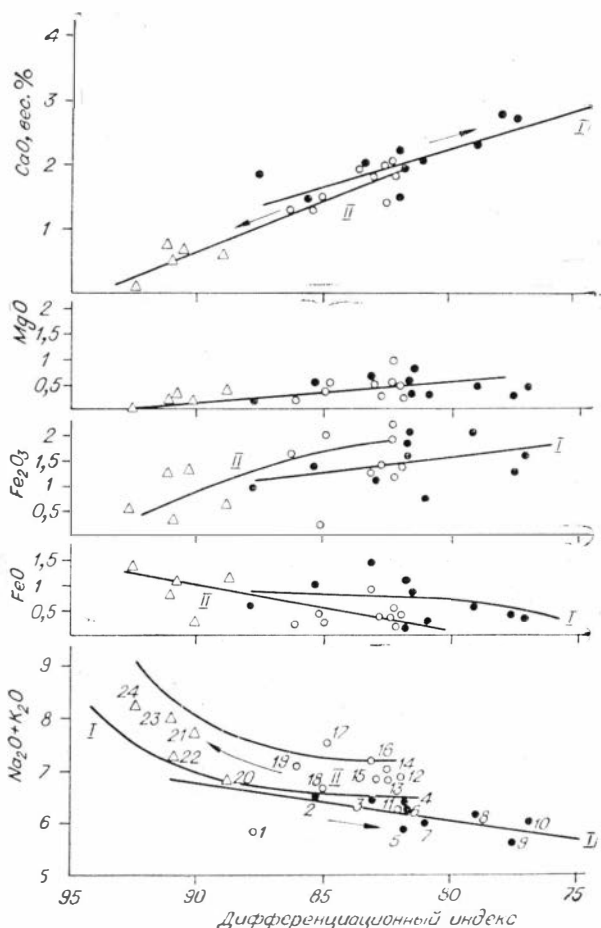


Рис. 19. Вариационные диаграммы окисел (CaO, MgO, Fe₂O₃, FeO, Na₂O+K₂O) — дифференциационный индекс изверженных пород Арманской кальдеры. Мас. обозн. см. рис. 18.

В отличие от вулканических образований содержание щелочей в интрузивных породах возрастает при повышении величины D или, что одно и то же, увеличивается прямо пропорционально времени становления интрузии. Эта тенденция особенно характерна для субвулканических интрузий, тогда как витрофиры, время консолидации которых очень непродолжительно, отличаются независимым от D распределением щелочей. В целом же содержание щелочей возрастает главным образом за счет калия, тогда как количество натрия существенно не изменяется (см. табл. 3).

Установленные закономерности петрохимической эволюции изверженных образований Арманской кальдеры свидетельствуют о своеобразной направленности изменения химизма пород во времени. В последовательности вулканических образований происходит постепенное понижение величины D , или, что одно и то же, возрастание основности пород вверх по разрезу, выраженное в увеличении содержания CaO, MgO, FeO, Fe₂O₃ и уменьшения SiO₂ и (Na₂O+K₂O).

Совершенно иная картина наблюдается в интрузивных породах, для которых величина D прямо пропорциональна времени консолидации

ет о слабой зависимости распределения окисла от положения в разрезе.

Анализ размещения окислов кальция, магния, железа (рис. 19) в серии вулканических пород свидетельствует об обогащении ими верхних горизонтов разреза. Наиболее отчетливо это наблюдается в распределении CaO и в меньшей степени — MgO и окисного и закисного железа, которым свойствен значительный разброс фигуративных точек относительно графика изменения состава. В целом для интрузивных и излившихся пород отмечается одинаковая тенденция: расположение их фигуративных точек подчинено одному закону.

На диаграмме распределения суммарного количества щелочей (рис. 19) обособляются области, отвечающие интрузивным и вулканическим образованиям. Для пород вулканического происхождения почти не наблюдается изменений в содержании щелочей по разрезу, и сумма щелочей в игнибригах не превышает 6,7%.

магматического расплава в интрузивной камере. Интрузивные образования возникают на заключительной стадии развития кальдеры, поэтому состав их должен быть близким к составу вулканических пород верхней толщи. Наиболее близки к порфирокластическим игнимбрикам витрофиры. Они содержат столько же SiO_2 , сколько наиболее поздние продукты вулканических извержений (см. табл. 3), и отличаются от них только значением D . Породы крупных субвулканических интрузий совершенно не похожи на вулканические как по величине D , так и по содержанию петрогенных окислов, особенно SiO_2 . Однако в краевых частях интрузий, где остывание расплава происходило быстрее, состав пород довольно близок к игнимбрикам. Указанные факты свидетельствуют и подтверждают, таким образом, что раскисление интрузий происходит, по-видимому, в процессе остывания магматического расплава и, следовательно, магматический расплав в интрузивных камерах гипабиссальных интрузий не является стабильной системой и легко подвергается изменениям в процессе остывания. Подобные результаты были получены Н. Шилиным и др. на примере гипабиссальных интрузий Камчатки.

Так как даже небольшая задержка в вулканическом процессе, равная времени застывания небольшой интрузии, приводит к раскислению расплава, можно утверждать с точки зрения химической эволюции составов излившихся пород, что образование серии игнимбритовых отложений происходит без перерывов. Об этом свидетельствует последовательное размещение фигуративных точек составов вдоль вариационных кривых на диаграммах, тогда как даже небольшой перерыв нарушил бы эту последовательность и более поздние продукты извержений размещались бы на графиках левее и в стороне от вариационных кривых.

Уенминская кальдера. В процессе изучения кальдеры были опробованы частные разрезы вулканогенной толщи, а соответствующие им анализы сведены в одну последовательность, отвечающую обобщенному разрезу вулканогенных образований кальдеры. Для сопоставления с ними были проанализированы также породы субвулканических интрузий.

Для Уенминской кальдеры характерны резко пересыщенные глиноземом породы известково-щелочной серии. На диаграмме А. Н. Зав-

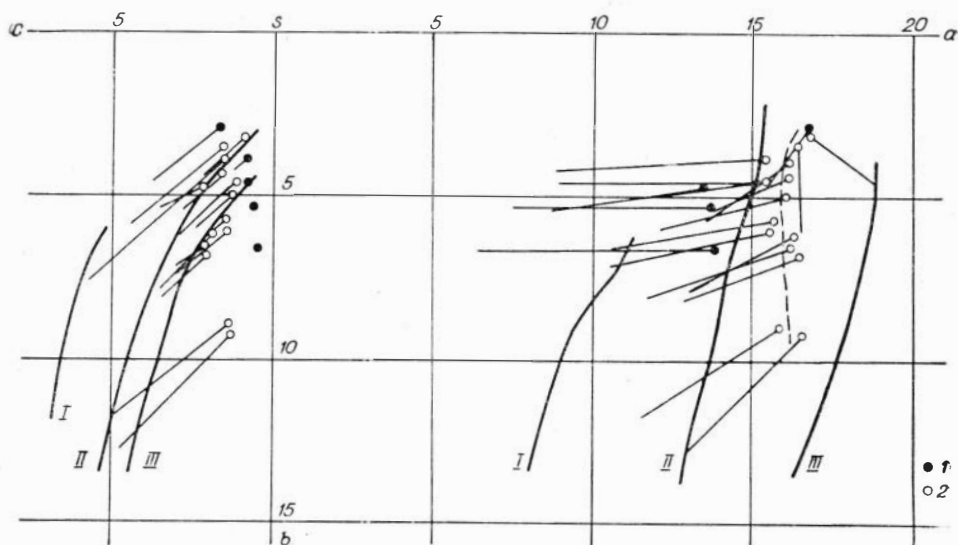


Рис. 20. Петрохимическая диаграмма изверженных пород Уенминской кальдеры: 1 — интрузивные образования; 2 — вулканические образования; вариационные линии типов Пеле (I), Пеллоустонского парка (II) и Этны (III).

Оксид и свойство	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	71,00	71,00	70,50	70,00	70,00	69,50	67,00	67,00	66,25
TiO ₂	0,33	0,26	0,18	0,24	0,28	0,26	0,26	0,16	0,34
Al ₂ O ₃	14,00	14,70	14,60	15,60	15,00	15,50	15,95	17,15	17,15
Fe ₂ O ₃	1,09	0,94	0,94	1,17	1,39	0,99	1,48	1,49	2,03
FeO	1,21	1,96	1,96	1,66	1,21	1,96	2,72	1,36	0,90
MnO	0,14	0,04	0,10	0,04	0,12	0,08	0,12	0,03	0,14
CaO	1,15	0,90	1,15	1,00	1,23	1,30	1,10	1,00	1,60
Mg●	0,25	0,22	0,50	0,33	0,40	0,30	0,50	1,50	0,60
Na ₂ O	4,50	4,08	4,42	4,17	4,40	4,25	5,19	4,00	4,08
K ₂ O	4,96	4,67	4,84	4,92	4,60	4,84	4,82	5,16	4,90
H ₂ O	1,73	1,60	0,83	1,08	1,32	0,96	0,91	1,50	2,00
Сумма	100,36	100,37	100,02	100,21	99,96	99,94	100,05	100,35	99,99
<i>a</i>	16,8	15,4	16,4	16	16,2	16,1	18,2	15,87	16,2
<i>e</i>	3,2	4,6	3,5	5,0	3,9	4,4	4,9	9,00	6,6
<i>c</i>	0,9	1,0	1,4	1,2	1,4	1,5	1,4	1,19	2,0
<i>s</i>	79,8	79,0	78,7	78,0	78,5	78,0	75,3	73,94	75,2
<i>a'</i>	—	34,2	—	40,0	20,7	27,6	54,8	44,10	45,4
<i>c'</i>	18,7	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	64,5	56,0	75,0	49,0	60,0	60,0	76,5	27,20	37,0
<i>m'</i>	12,5	4,3	25,0	9,3	17,2	10,8	16,4	27,20	15,5
<i>n</i>	58,0	57,0	58,0	56,8	59,0	56,7	62,0	54,00	56,0
<i>D</i>	90,64	88,17	87,96	87,77	87,70	86,46	86,09	83,46	82,78

Примечание. 1—14 пгнимбриты хаканджинской толщи (пробы взяты вверх по раз интрузий. Анализы проводились в химической лаборатории ИГиГ (химики-аналитики Куликова, Су

рицкого (рис. 20) они образуют компактную группу, занимающую промежуточное положение между линиями типов Пеле и Этны. Разброс фигуративных точек незначителен, что свидетельствует об однородности состава пород, слагающих рассматриваемую группу. Все породы содержат много щелочей, причем калия обычно больше, чем натрия (табл. 4).

Основная масса фигуративных точек, отвечающая вулканическим образованиям кальдеры, расположена в сравнительно узкой области между линиями типов Йеллоустонского парка и Этны и группируется вдоль линии, параллельной оси *b*, около значения *a*, равного 15,3. Сопоставление последовательности фигуративных точек с положением соответствующих пород в разрезе говорит об отсутствии строгой закономерности в изменении состава в координатах диаграммы А. Н. Заварницкого.

Положительные результаты, подтвердившие существование направленного изменения состава изверженных образований, были получены при изучении петрохимических особенностей пород методом Торнтон — Таттла. Рассчитанные значения *D* были сопоставлены со строением разреза. Результаты сопоставления вынесены на диаграмму (рис. 21), из которой следует, что существует обратно пропорциональная зависимость между значениями *D* и положением анализируемой породы в разрезе. Эта связь не является строго линейной, но в целом значения *D* не пере-

изверженных пород Уенминской кальдеры

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
69,00	69,00	66,00	65,00	65,50	68,00	70,00	70,50	72,00	72,25	72,50
0,16	0,24	0,32	0,24	0,38	0,14	0,22	0,34	0,12	0,26	0,28
16,30	16,25	16,50	17,00	17,00	14,50	15,50	15,65	14,70	15,00	15,00
1,32	1,44	1,79	1,49	2,14	0,59	1,50	1,90	0,59	1,20	1,10
1,13	1,06	1,81	1,66	1,36	1,51	0,75	0,90	1,51	0,90	0,30
0,08	0,05	0,16	0,12	0,16	0,12	0,10	0,05	0,06	—	0,15
1,13	1,15	1,45	1,00	1,65	1,65	1,35	0,55	0,45	0,35	0,55
0,53	0,30	0,70	1,90	0,50	0,20	0,35	—	—	—	—
4,24	4,24	4,06	4,58	4,26	2,96	4,50	3,40	3,40	2,56	4,17
4,64	4,60	4,98	4,72	4,83	4,48	4,88	6,26	5,32	5,94	4,62
1,68	1,76	2,17	2,17	2,22	5,62	0,94	1,31	1,80	1,64	1,46
100,25	99,99	99,84	99,88	100,00	99,97	100,09	99,96	99,95	100,10	100,13
15,6	15,7	16,3	16,6	16,4	13,5	16,8	16,2	14,7	13,8	15,4
6,1	5,7	6,2	9,3	6,8	4,7	2,9	4,6	5,3	6,6	3,9
1,3	1,4	1,8	1,2	2,0	2,1	1,6	0,7	0,5	0,4	0,7
77,0	77,2	75,5	73,0	75,0	79,7	78,5	78,5	79,5	79,2	80,0
52,0	52,0	34,0	36,0	36,6	47,7	13,6	64,0	62,5	74,0	66,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
33,6	38,7	47,0	29,5	48,5	43,4	66,0	34,8	36,3	26,0	30,0
13,0	8,2	17,0	33,9	12,9	7,4	18,2	—	—	—	—
58,0	58,0	55,0	40,2	57,5	50,0	58,5	45,0	50,0	39,5	58,0
86,30	86,50	82,00	81,14	82,25	79,70	88,62	90,12	89,98	90,52	91,91

резу): 15 — витрофир из контакта Хакадзинской интрузии; 16—20 — липариты субвулканических харенко).

кривают друг друга. Направленность изменения химизма пород отчетливо видна на вариационных диаграммах.

В распределении кремнезема (рис. 22) легко устанавливается зависимость ее содержания в породе от величины D . Фигуративные точки вулканогенных пород располагаются вдоль линейного графика. Отклонения отдельных точек от этой линии очень незначительны.

Как уже подчеркивалось, рассматриваемое отношение одновременно отражает изменения содержания кремнезема в породах разреза вулканогенной толщи. Наибольшее ее содержание наблюдается в породах основания вулканогенной толщи, где оно практически не опускается ниже 71,0%, ($D=90,64$). Порода средней части разреза содержат SiO_2 несколько меньше, в интервале 67,4—69,5%, и наименьшее ее количество, около 65%, отмечается в породах наиболее высоких горизонтов вулканогенной толщи. Для подтверждения вывода о закономерности повышения основности пород по разрезу дана диаграмма, на которой содержание SiO_2 в породах приведено в соответствие с обобщенным разрезом (см. рис. 21).

Помимо вулканогенных образований на диаграмме (см. рис. 22) представлены породы субвулканических интрузий. Отвечающие им фигуративные точки укладываются в общую последовательность измене-

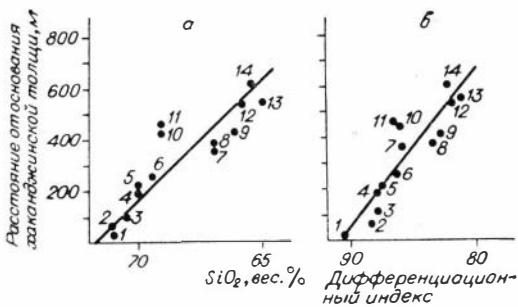


Рис. 21. Изменение содержания кремнезема (а) и величины дифференциационного индекса (б) по разрезу хаканджинской толщи. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 4.

ния составов и располагаются в той части графика, которой соответствуют наибольшие значения SiO_2 и D . Сопоставление анализов из различных участков Хаканджинской интрузии позволяет говорить о том, что значительно более кислый состав интрузий по сравнению с последними продуктами игнибритового вулканизма, с которыми они должны быть близкими по составу как завершающие развитие кальдеры образования, определенно в процессе их застывания. Анализы 15, 18, 19 отвечают породам, взятым

соответственно из витрофировой кровли субвулкана и более глубоких его участков. Прежде всего бросается в глаза резко пониженное значение D для витрофиров, которое соответствует породам самых верхних горизонтов игнибритовой толщи, а также довольно низкое содержание SiO_2 по сравнению с породами более глубоких участков интрузии

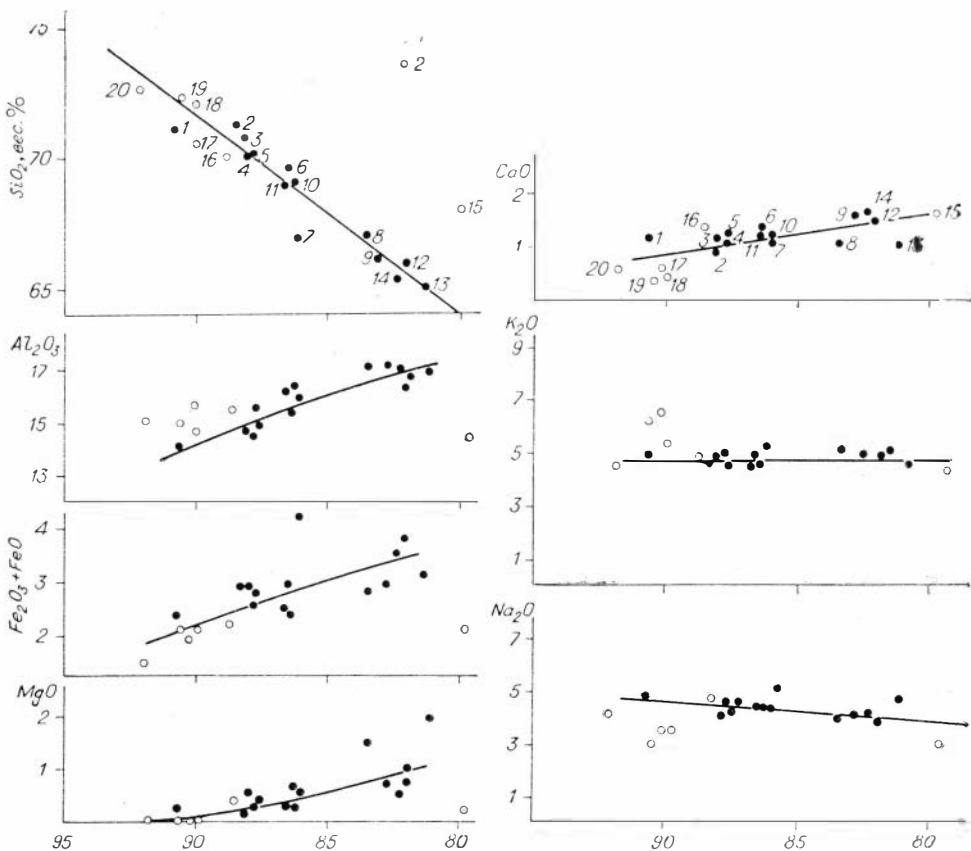


Рис. 22. Вариационные диаграммы окисел — дифференциационный индекс изверженных пород Уенминской кальдеры:

1 — игнибриты; 2 — интрузивные породы. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 4.

зии. Несомненно, витрофиры точнее передают состав первичной магмы в интрузивной камере, поскольку застывали практически мгновенно и, следовательно, не были подвержены последующим процессам дифференциации.

В распределении Al_2O_3 , MgO , CaO , Fe_2O_3+FeO (см. рис. 22) обнаруживается четкая обратно пропорциональная зависимость содержания окислов от величины D . Расположение фигуративных точек вулканических пород аппроксимируется монотонно убывающими кривыми, что свидетельствует об увеличении содержания этих окислов от нижних к верхним горизонтам и о повышении основности пород вверх по разрезу.

Количество щелочей в вулканогенных породах кальдеры почти совершенно не зависит от величины D (см. рис. 22) и не отклоняется от среднего значения, равного для натрия 3,9% и для калия 4,9%. Значительные колебания калия и натрия относительно среднего содержания наблюдаются лишь в интрузивных породах.

Изложенные выше данные об изменениях химического состава изверженных пород Уенминской кальдеры можно суммировать так:

1. Существует зависимость величины D относительно положения анализируемой породы в разрезе, выражаемая последовательным понижением величины индекса к верхним горизонтам вулканической толщи.

2. Распределение содержания окислов подчинено величине D . В первом приближении выделяется группа окислов (SiO_2), содержание которых растет по мере увеличения D , и группа окислов (CaO , MgO , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3), связанных с D обратно пропорциональной зависимостью.

Это определяет направленность химической эволюции состава в серии в сторону повышения основности пород вверх по разрезу.

3. На вариационных диаграммах фигуративные точки состава интрузивных пород укладываются в общую последовательность изменений химического состава, но в отличие от наиболее поздних продуктов вулканических извержений они обладают более высокими значениями D и по своим петрохимическим особенностям ближе всего к породам основания разреза. Данные о составе витрофиров из краевых частей Хаканджинской интрузии позволяют предположить, что выпадение интрузивных пород из общей временной последовательности изменения химического состава произошло на стадии застывания интрузии и ее активности.

* *
*

Основные результаты изучения петрохимических особенностей магматических образований структур обрушения свидетельствуют о том, что в процессе формирования комплексов изверженных пород рассмотренных структур происходит закономерное изменение их химизма. Дифференциационный индекс — обобщенная характеристика химического состава пород — существенно изменяется во времени и в вулканической серии постепенно уменьшается от наиболее ранних продуктов извержения к поздним, а в интрузивной серии прямо пропорционален времени консолидации интрузии. Распределение петрогенных элементов связано со значением D функциональной зависимостью и выражается на вариационных диаграммах монотонно изменяющимися кривыми, которые отражают изменения состава пород вверх по разрезу. Отмечается повышенное содержание SiO_2 и K_2O в породах основания вулканогенного разреза и CaO , MgO в верхних его горизонтах. Подобные же изменения состава были установлены для кальдеры Крид (Steven, Ratte, 1964). Для сопоставления нами построена следующая диаграмма (рис. 23).

Поскольку продукты вулканических извержений фиксируют состав

магмы в момент своего отложения, постольку полученные данные об изменении химизма вулканогенных пород по разрезу можно трактовать как результат расслоения магмы в магматической камере. Для выяснения характера расслоения будем исходить из предположения, что магматический материал в процессе образования рассматриваемых структур обрушения поступал на поверхность из самых верхних горизонтов магматического резервуара. Иначе невозможно было бы объяснить совмещение каналов, по которым магма поднимается к поверхности, с разломами, ограничивающими просадку кальдеры.

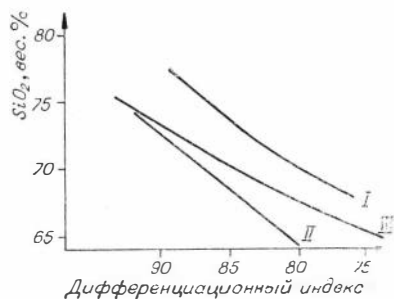


Рис. 23. Изменения состава пород по разрезам в кальдерах:

I — Арманской; II — Уеминской; III — Крид.

тут по отношению к той последовательности, которая имеет место в магматической камере. Наши данные позволяют говорить, что в магматических резервуарах, связанных со структурами обрушения, происходит химическое расслоение магматического вещества; характер расслоения определяется насыщением верхних горизонтов кремнекислотой, а также летучими веществами. Концентрация летучих обуславливает большую взрывчатую способность магмы и в конечном итоге определяет игнимбритовую природу извержений. Последовательность химических изменений состава пород по разрезу, вероятно, довольно точно отражает состояние магмы в магматической камере в момент, предшествующий начальным извержениям, так как состав магмы, по-видимому, почти не успевает измениться за время формирования серии вулканических структур обрушения. Действительно, наблюдения над химизмом интрузивных образований показывают, что задержки в вулканическом процессе вызывают раскисление магмы и, следовательно, смещение фигуративных точек составов вдоль вариационных кривых в левую часть графиков, в сторону больших значений D . В этом случае та часть графика, которая соответствует составу пород более поздних извержений, должна наложиться на другую. Однако таких соотношений на примере изученных структур не наблюдается, значит вулканические толщи формировались в один этап извержений, что совпадает с выводами, сделанными на основе геологических наблюдений. Комплексы вулканических пород структур обрушения, таким образом, представляют собой практически одновременно изверженные на поверхности плутоны, а последовательность химических изменений состава пород в разрезе отвечает статической картине состояния расплава в очаге.

Из всего этого следует важный вывод, что вулканические структуры обрушения возникают на определенной стадии зрелости периферического магматического очага, когда процессы магматической дифференциации независимо от их природы приводят к обогащению его верхних частей кремнекислотой и летучими. Процесс дифференциации требует периода относительного спокойствия, в течение которого магматический очаг не связан с поверхностью Земли. Настоящий вывод согласуется с результатами исследований В. И. Влодавца (1954), Х. Купо (Купо, 1953), Х. Вильямса (Williams, 1942) и других и подтверждается петрографическими наблюдениями. Существование «подготовительного» периода в развитии периферических очагов — характерная особенность структур обрушения, связанных с кислым вулканизмом.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОСАДОК

Значительные трудности, связанные с выяснением условий возникновения и развития вулканических структур обрушения, заключаются прежде всего в ограниченности фактического материала и неравнозначности его при сопоставлениях. Это привело к тому, что в современной геологической литературе имеется несколько концепций механизма образования вулканических просядок. Сравнение вулканических структур обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса с хорошо изученными подобными образованиями из других районов мира не позволяет безоговорочно принять ту или иную точку зрения на их происхождение. Изложенные в настоящей главе соображения об условиях формирования рассматриваемых вулканических просядок отражают представление автора главным образом о структурах обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Более всего они близки к взглядам Г. И. Мак-Колла (Mc Call, 1963) и, как нам кажется, вполне могут быть применены с некоторыми оговорками к подобным структурам других вулканических областей мира; в особенности это касается развиваемых автором представлений о периферических магматических очагах.

В основе почти всех построений, объясняющих механизм возникновения вулканических структур обрушения, лежит предположение о невозможности существования в земной коре неустойчивых по отношению к внешней нагрузке полостей. Удаление магматического вещества в процессе вулканических извержений должно компенсироваться на глубине новыми поступлениями магмы из других источников. Если баланс не восстанавливается, то возникают полости, которые, согласно основному предположению, заполняются обрушенным из окружающего пространства материалом. Результат извержений, таким образом, зависит от соотношения скоростей истечения магматических масс на поверхность и новых поступлений расплава в магматический резервуар. Если эти скорости одного порядка, что обычно бывает при так называемых медленных извержениях (Риттман, 1964), то изменения пространства, первоначально занятого магмой, не существенны и никак не отражаются на поверхности Земли. Иное дело, когда истечения магмы намного превышают новые ее поступления. Возникшая полость неустойчива, и под действием литостатической нагрузки окружающие ее блоки, проседая, заполняют камеру. На поверхности в этом случае образуются структурные депрессии.

Наблюдения над кальдерами — структурными депрессиями вулканических областей, сформировавшимися в историческое время (Perret, 1924; Горшков, Боговлянская, 1965; Беммелен, 1957; Тиррель, 1934; Escher, 1929), — подтверждают предположения об интенсивности вулканических извержений и приводят к выводу, что просядки возникают в результате катастрофических выбросов огромных масс изверженного ма-

тернала. О скорости этих процессов позволяет судить заключение Г. С. Горшкова (Горшков, Богоявленская, 1965), что отложение основной массы игнимбритов долины Десяти Тысяч Дымов объемом около 11,7 км³ произошло в считанные минуты.

По-видимому, столь же быстротечными были извержения, сформировавшие толщи излившихся пород древних вулканических структур обрушения. Мы не можем оперировать прямыми данными об их кинетике, но большое сходство отложений древних и молодых структур обрушения и некоторых других свойственных им особенностей позволяет распространить выводы о характере извержений на излившиеся образования древних вулканоструктур. По крайней мере, огромные многосотметровые игнимбритовые толщи, объединенные в процессе остывания в сложные покровы, свидетельствуют о кратковременности и интенсивности извержений.

Геологические особенности распространения игнимбритовых образований позволяют говорить о высокой подвижности изверженного материала на поверхности Земли. В пределах структур обрушения игнимбриты образуют горизонтально лежащие покровы, выдержанные по мощности на огромных площадях. По особенностям распространения на местности они вполне сопоставимы с флуд-базальтами Г. Тирреля, что дает возможность судить о текучести игнимбритового материала. Их вязкость не превышала вязкости базальтовой расплава и, следовательно, по этому свойству они близки к воде (Риттман, 1964).

Современная вулканология не располагает сведениями о высокоподвижных магмах кислого состава, поэтому для объяснения особых свойств игнимбритовых отложений структур обрушения используются различные гипотезы. А. Стейнер (1963) считает, что высокая подвижность игнимбритовых магм обусловлена ликвацией первичного расплава на два, различающиеся главным образом содержанием воды. По его мнению, более насыщенный водой мезостазис должен обладать пониженной вязкостью и определять подвижность системы в целом.

Другая, более распространенная, точка зрения основана на предположении, что игнимбриты образуются так же, как и раскаленные тучи. Высокая подвижность магматического материала в этом случае объясняется его перемещением в турбулентной смеси с раскаленным газом. Этот механизм более приемлем при интерпретации игнимбритовых отложений структур обрушения и позволяет связать причины, приводящие к извержению игнимбритов, и процесс обрушения в одно целое.

Сопоставление кальдер, связанных с излияниями лав основного состава, и структур обрушения, развившихся в результате извержений пород кислого состава, показывает, что между ними существуют глубокие различия. Кальдеры типа Килауэа (Williams, 1941) образуются вследствие латеральных излияний, которые приводят к понижению уровня магматического расплава в канале и далее к кальдерным опусканиям.

Рассматриваемые вулканические структуры обрушения возникли в результате центральных извержений (чего никогда не бывает в кальдерах типа Килауэа), при которых основная масса вынесенного материала отложилась в центральной просадке. Последующее обрушение свидетельствует о недостаточном количестве магматического материала в магматической камере, следовательно, причина перемещения магмы на поверхность заключается в самой магме, а не во внешних источниках, таких, как глубинные очаги, которые определяют процессы медленных вершинных извержений.

Видимо, такой причиной является взрывоподобное разуплотнение магматической массы, которое движет ее к поверхности. После того

как значительная часть магмы переместится на поверхность, лишенный поддержки снизу надочаговый блок проседает. На поверхность Земли магматическое вещество поступает в дезинтегрированном виде, поэтому механизм пепловых потоков более приемлем при выяснении условий возникновения и развития вулканических структур обрушения.

Взрывоподобное вскипание магмы, согласно Д. Ферхугену (Verhoogen, 1951), С. Мацумото (Matsumoto, 1963), Е. К. Мархинину (1967), осуществляется прежде всего при условии растворения в магме значительного количества летучих компонентов. Отдельные молекулы воды, которые составляют основную долю летучих, распределены более или менее равномерно в магматической массе и в результате случайных соударений могут накапливаться, образуя мельчайшие (около 10^{-6} см в поперечнике) скопления-пузырьки. Они неустойчивы и быстро распадаются. Если внешняя нагрузка скачкообразно падает, пузырьки становятся своеобразными центрами мобилизации, в которые диффундируют молекулы воды. При этом пузырьки начинают расти и, соприкасаясь друг с другом, создают плотнейшую упаковку, дальнейшее их расширение приводит к деструкции магмы и взрывоподобному распаденню ее на отдельные частички.

Основная причина падения давления в магматической камере — открытие трещин-каналов, через которые магматический очаг сообщается с поверхностью. Можно указать два основных фактора, способствующих раскрытию трещин. Из рассмотрения структурного положения вулканических структур обрушения следует, что они связаны с такими участками земной поверхности, как вулканические котловины и вулкано-тектонические депрессии, которым свойственны устойчивые прогибания в течение длительного промежутка времени, включающего как эпизод период развития вулканоструктур. Просадки возникают в тех участках депрессий, где наблюдается наибольшая контрастность движений, в узлах пересечения расколов основания или в центральных частях структур. По-видимому, блоковое опускание системы, осложненной магматической камерой, происходит неравномерно по высоте колонны. Более быстрое погружение основания резервуара, иначе как через магму не связанного с его кровлей, способствует увеличению емкости резервуара и тем самым приводит к нарушению равновесия, существовавшего между давлением магмы и весом вышележащих толщ. Обрушение кровли, следующее за нарушением равновесия, происходит по замкнутой системе разломов, открытие которых вызывает резкое падение давления в магматической камере.

Причиной обрушения может быть и активное воздействие магмы на вмещающие толщ. Считается, что помимо растворенной воды в магме может существовать и отдельная газовая фаза, которая отделяется от магмы по мере подъема ее из глубин Земли. Еще Л. К. Грейтоном (1949) были рассчитаны объемы, которые занимает газовая фаза на различных уровнях магматической колонны. Предполагая, что первоначальное содержание воды в магме составляло около 10%, он нашел, что на глубине около 5 км, т. е. том уровне, на котором обычно предполагают залегания магматических очагов, свободный газ занимает около 30% объема всего занятого магмой пространства. Летучие обособляются в форме пузырьков и более или менее свободно перемещаются по отношению к магме. При определенных условиях они накапливаются на верхних уровнях магматических резервуаров. Изучение петрохимических особенностей комплексов изверженных пород вулканических структур обрушения позволило сделать вывод о длительном перерыве в развитии магматических камер, в течение которого происходила дифференциация первичного магматического материала с обо-

гашением наиболее высоких уровней магматической колонны главным образом кремнекислотой и летучими. Насыщенная летучими магма начинает искать выход на поверхность и использует в качестве каналов разломы основания и другие ослабленные участки. Начальные извержения в силу резкого обогащения магмы парами воды носят характер сильных взрывов, которые, возможно, сформировали толщу туфов силлароподобного облика Арманской кальдеры и нижний горизонт Девокшинского грабена. Быстрое удаление из магматического очага больших объемов магмы и открытие в результате извержений постоянно функционирующих каналов способствовали нарушению равновесия между давлением магмы и весом вышележащих толщ, что, как и в первом предположении, могло привести к обрушению надочагового блока. Начальные движения блока вниз открывают круто погружающиеся трещины, которые или концентричны (Уенминская кальдера), или контролируются в какой-то степени тектоническими линиями (Арманская и Девокшинская структуры). Эти движения и открытие разломов вызывают резкое падение давления в магматической камере. Летучие выделяются в самостоятельную фазу по механизму, описанному Д. Ферхугоеном (Verhooft, 1951), вплоть до разрушения магмы. Объем материала резко возрастает, и под давлением расширяющихся газов магма быстро перемещается на поверхность. В современной структуре выводящие каналы фиксируются дайками эвтакситовых пород, текстура которых допускает двухфазное состояние расплава, поскольку определяется чередованием разноокрашенных прослоев и заключенных между ними реликтов газовых пузырьков.

Давление расширяющегося в верхних горизонтах очага газа препятствует вскипанию магмы на более глубоких уровнях и может на некоторое время задержать опускание центрального блока. После того как значительная часть вспененной магмы переместится на поверхность и давление несколько упадет, блок снова начинает погружаться, способствуя более широкому открытию магмовыходящих каналов. Это вызывает очередной перепад давления и вскипание; новые порции расплава извергаются на поверхность. Вероятно, подобное чередование обуславливает стратификацию игнимбритовых толщ, тогда как тот факт, что отложения пород связаны общей историей остывания, свидетельствует о быстро сменяющих друг друга излияниях. В процессе одновременных опусканий и излияний первые служат причиной взрывов и подготавливают чащеобразные депрессии для продуктов извержений. Вероятно, сильные выбросы не играли ведущей роли, и основная часть магматического расплава изливалась как дискретная масса в виде тяжелых стелющихся лавин, которые занимали пониженные участки территории и поэтому практически не известны за пределами депрессии. Наиболее поздние извержения вследствие потери магмой основного количества летучих и способности к ретроградному вскипанию протекали в виде взрывных выбросов газа, который накапливался в отдельных частях магматической камеры. Эти газорылые взрывы привели к образованию верхних горизонтов пирокластических пород в Арманской кальдере и Девокшинском вулканическом грабене.

Важное место в объяснении природы вулканических структур обрушения занимает концепция магматического резервуара — тех потенциальных полостей, обрушения в которые приводят к возникновению на поверхности структурных депрессий. Магматические резервуары расположены глубоко под поверхностью Земли и скрыты от непосредственного наблюдения, поэтому сведения об их размерах и морфологии более чем ограничены. Только в последнее время при помощи геофизических исследований (Федотов, Фарберов, 1966; Швейнберг и др., 1966) уда-

лось «заглянуть» под действующие вулканы и в какой-то степени познаться с геометрией магматических камер.

Существуют два основных представления о морфологии тех пространств, в которые происходят обрушения, причем оба они опираются на данные геофизики. Согласно В. Эшеру (Escher, 1929), взгляды которого в настоящее время развиваются Г. С. Горшковым (1957, 1958) и Д. Рейнольдс (Reynolds, 1956), ими являются цилиндрические вулканические каналы, уходящие глубоко в недра Земли. Вулканическая структура, возникшая при обрушении в такие камеры, характеризуется вполне определенными особенностями строения, главные из которых — наклон пограничных разломов к центру структуры и существование центрального вулканического канала.

Более распространено представление о существовании под структурами обрушения периферических магматических очагов — обширных камер в верхних горизонтах коры (Benmelen, 1939; Williams, 1941; Мархиниц, 1964). Опускания надкровельных участков этих камер порождают на поверхности структурные депрессии, ограниченные погружающимися от центра структуры разломами.

При рассмотрении вулканических структур обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса установлено, что основная роль в их ограничении принадлежит субвертикальным или погружающимся от центра структуры разломам, поэтому мы считаем, что вулканические структуры обрушения связаны с периферическими магматическими камерами.

Обычно во всех построениях магматический очаг рассматривается просто как определенный объем, в который погружается центральный блок, и совершенно не учитывается то влияние, которое может оказать и оказывает морфология резервуара на строение вулканических просадок. Между тем имеется достаточное количество факторов, позволяющих установить структурное соответствие между геометрией периферических резервуаров и строением вулканоструктур обрушения и, кроме того, решить своего рода обратную задачу: по структурным особенностям вулканических просадок попытаться определить размеры и строение периферических очагов.

Рассмотрим вулканические просадки, в которых существует несколько серий кольцевых разломов, концентрически вложенных друг в друга. Примеры подобных образований — многоцентровые кольцевые комплексы (Jacobson, Mac, Leod, Black, 1965) и кратные (гнездовые) кальдеры (Дэли, 1936). Выделим среди них структуры, состоящие из серии центральных блоков, вложенных таким образом, что внутренние блоки погружены относительно внешних. Опускания каждого центрального блока в таких структурах ограничиваются противодействующими усилиями, направленными со стороны магматического очага, в который происходит погружение. Природа подобных препятствующих усилий может быть различной — это либо противодействие нагружаемой магмы, либо реакция основания резервуара, на которое опускается центральный блок, либо, наконец, комбинация тех и других усилий. То, что кольцевой блок, заключенный между двумя концентрическими системами разломов, не испытывает перемещений при новых обрушениях, говорит о соприкосновении определенной части блока с основанием магматического резервуара. Действительно, если бы при первом погружении перемещение было приостановлено исключительно противодействующим давлением магмы, то изменения геометрии верхней части резервуара не произошло бы. При повторном падении магматического давления неуравновешенная нагрузка вышележащих толщ воздействует на всю поверхность камеры, поэтому физическая картина распределения напря-

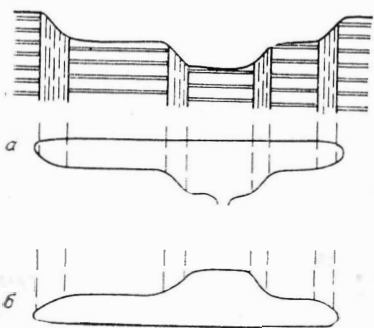


Рис. 24. Морфология периферических камер под вулканическими структурами обрушения:

а — при плоской кровле; б — при плоском основании.

Новое обрушение происходит по нарушениям, отделенным от предшествующей серии разломов перемычкой пород, вмещающих интрузивные образования этих структур. Отсюда следует, что центральный блок достигает основания магматического резервуара, реакция которого, а также противодействие магмы прекращают дальнейшее опускание. Чем меньше давление магмы, тем больше должна быть реакция основания резервуара, а следовательно, и поверхность соприкосновения основания с подошвой погруженного блока вплоть до заполнения магматической камеры просевшими породами.

Применяя подобные рассуждения к другим внутренним блокам структуры, получим серию вложенных кольцевых цилиндров, опущенных относительно внешних и опирающихся на днище магматического резервуара. Можно при этом оценить смещения вдоль каждой системы кольцевых разломов и в результате получить набор амплитуд, с помощью которых определяется высота резервуара в районе кольцевого разлома. По данным частных замеров строится профиль резервуара, соответствующий вертикальному сечению, однако более или менее точная картина будет воспроизведена лишь в том случае, если известно строение кровли или подошвы камеры. Аппроксимация профиля частными сечениями упрощается теми сведениями, которые можно получить при изучении поясов разрывных нарушений, сопутствующих кольцевым разломам. Они представляют собой зоны ступенчато погружающихся к центральной части нарушений и, очевидно, характеризуют суммарные углы наклона кровли и основания в районе кольцевого разлома. На рис. 24 приведены возможные формы магматических камер. Углы, замеренные по пограничным поясам разломов, соответствуют наклону кровли и основания камеры. Используя такие построения с учетом особенностей поверхностей отдельных блоков (отклонения от центра структуры, строение пограничных разломов и т. д.), можно воспроизвести объемную поверхность магматической камеры.

Важно отметить следующую особенность сложных вулканических структур обрушения, которая, вероятно, может дать основание для предпочтительного выбора той или иной формы резервуара. Магматическая деятельность после очередного опускания сосредоточена главным образом в пределах того центра, с которым связано последующее обрушение, и своей активностью указывает на непрекращающийся обмен магматическими расплавами между периферическим резервуаром и глубинными источниками магмы. Сокращение активной области в структуре ограничивает возможное местоположение подводящего канала уча-

жений должна быть полностью подобна той, которая предшествовала первому обрушению, а следовательно, и новое опускание должно было бы произойти в близких к прежнему пределах. Такую картину можно видеть в некоторых кольцевых комплексах с центрипетально размещенными кольцевыми телами, внутренние константы которых определяют внешнюю границу более поздних интрузий. Подобная зависимость особенно наглядно проявляется в ряде нигерийских структур — Амо, Кудари и др. (Jacobson, MacLeod, Black, 1956).

В том случае, когда вулканическая структура состоит из серии вложенных блоков, а не из кольцевых интрузий, это-

стком периферического резервуара, для которого определяется максимальная высота. Именно это обстоятельство позволяет предположить, что наиболее вероятная форма резервуара воронкообразная, переходящая на глубине в сравнительно узкий магмоподводящий канал. Для резервуара такой формы последовательный ряд обрушений будет оттягиваться к участку магматического канала и закупорит его в последнюю очередь, что соответствует геологическим данным. Выводы И. Изуми (Isume, 1961, 1965; Isume, Tajima, 1959) об отсутствии магматических резервуаров в современной структуре некоторых кальдер типа Кракатау, видимо, свидетельствуют о подобном полном заполнении магматической камеры обрушенными породами.

Изложенные выше рассуждения, подтвержденные примерами двойной кальдеры Хаконе (рис. 25, а) и многоцентровых кольцевых комплексов Ша-Калери и о. Малл (рис. 25, б—г), применимы к изученным вулканоструктурам обрушения (рис. 26). Отмеченные ранее на примере Арманской и Уенминской кальдер зоны ступенчатых погружений около пограничных разломов, вероятно, следует интерпретировать как стражевые уклона основания магматической камеры. Уступу высотой около 400 м, разделяющему Уенминскую кальдеру на два блока, в магматической камере отвечает скачкообразное увеличение сечения, определяемое строением камеры (рис. 27).

При выяснении причин возникновения магматических камер необходимо прежде всего исходить из постоянной связи вулканических структур обрушения с крупными структурами фундамента — погружающимися блоками земной коры и региональными разломами. Высокая подвижность отдельных блоков, проявившаяся в устойчивых длительных прогибах основания вулканических котловин, несомненно, вызвала появление участков растяжения, которые при определенных условиях могли реализоваться в зоны скальвания; появление магмы в этой обстановке с неизбежностью вовлекало ее в общий процесс перемеще-

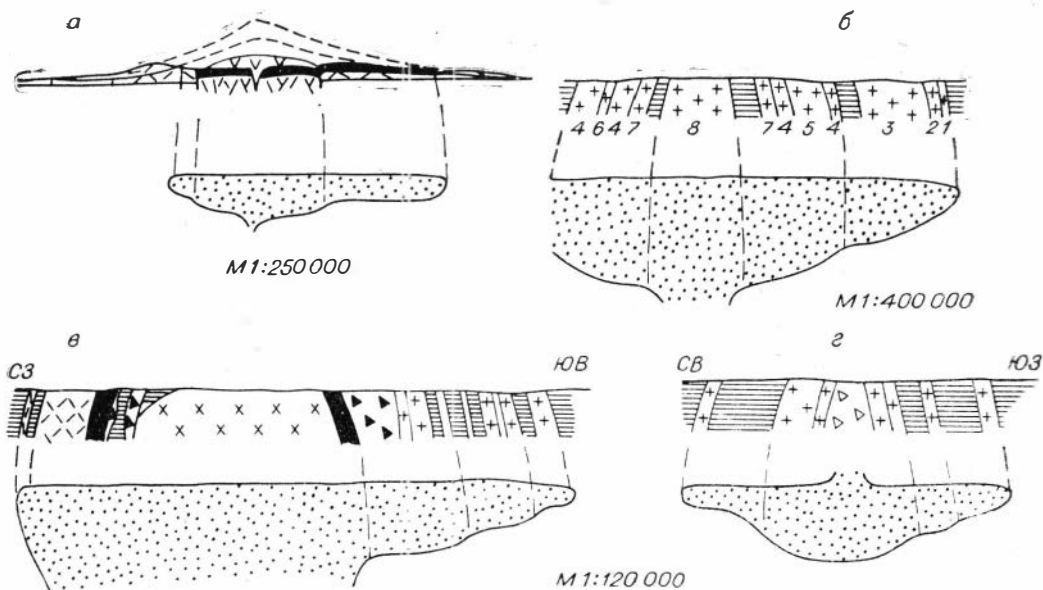


Рис. 25. Морфология гипотетических магматических резервуаров под кальдерой Хаконе (а), кольцевыми комплексами Ша-Калери (б) и о. Малл (в), юго-восточной кальдерой о. Малл (г).

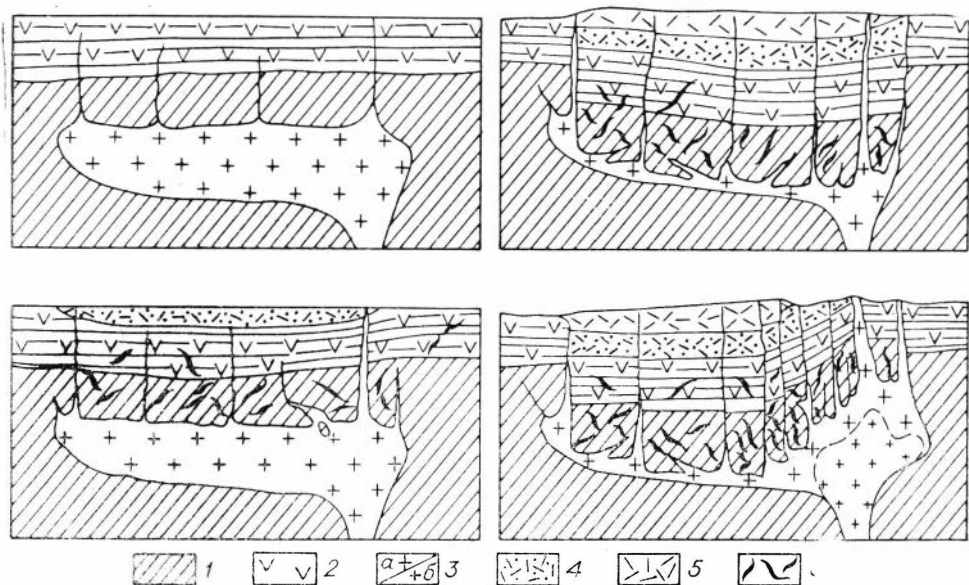


Рис. 26. Изменение формы периферического резервуара в связи со стадиями развития Арманской кальдеры:

1, 2 — комплекс вмещающих отложений; 3 — магматические массы кальдерной (а) и резургентной (б) стадий развития; 4 — гиапонгнимбритовая толща; 5 — толща порфирокластических игнимбритов; 6 — трещины и дайки.

ния блоков и приводило к накоплению в ослабленных участках. Последующие опускания блока основания зон скальвания могут привести к образованию большой интрузивной камеры, форма и структура которой во многом определяются строением погружающегося блока. Если придерживаться взгляда подобия морфологии просядок и периферических камер, то такой подход объясняет многие структурные особенности просядок, возникшие в стадии обрушения и связанные с общим блоковым строением региона. Такими особенностями являются подчинение плана основных структурных элементов Арманской кальдеры влиянию региональных разломов, зависимость внутренней структуры Учининской кальдеры от плана региональных тектонических деформаций и, наконец, для Девокшинского вулканогенного грабена связь с крупным блоком основания, выколотым из фундамента региональными разломами. Таким образом, основная роль в образовании магматических камер принадлежит блоковым опусканиям, которые приводят к открытию полостей и одновременному их заполнению магмой. Подобный механизм формирования магматических камер описывается в работах очень многих исследователей, занимавшихся проблемами пространства (Kingsley, 1931; Billings, 1945, 1943; Елисеев, 1967; Перекалина, 1963; Авдеев, 1965, 1969; Баддингтон, 1963; Изох с соавт., 1967, и др.).

Следует рассмотреть еще проблему появления вулканических структур обрушения в общей эволюции структурных форм Охотско-Чукотского вулканического пояса. Как было показано Е. К. Устневым (1959, 1965), В. Ф. Белым (1969а), И. М. Сперанской (1963 г., 1964), продукты меловой вулканической деятельности образуют ряд последовательно сменяющихся по времени типов пород, связанных преемственностью состава и петрографо-металлогенических признаков. Это обстоятельство позволяет рассматривать породы как результат отложения закономерно меняющихся во времени магм из единой магматической зоны, возникновение и общие черты эволюции которых можно объяснить с позиции

гипотезы «вертикальной миграции фронта глубинного магмообразования» (Кузнецов, 1964; Изох, 1962, 1964).

Охотско-Чукотский вулканический пояс является своеобразным типом пограничной тектонической структуры (Тильман и др., 1969) и расположен между мезозойскими кайнозойскими складчатыми областями Северо-Востока (рис. 28). Интенсивные движения, происходившие в раннем мелу и завершившие развитие мезозонд, а также заложившие Корякско-Камчатской геосинклинальной системы создали особые условия в зоне пограничного шва, который в структурном отношении оказался в положении вулканических поясов островных дуг (Устнев, 1959). Хорошо известно, что связанные с вулканическими поясами зоны проницаемости глубоко погружаются под островные дуги и служат областями повышенного теплового потока и интенсивного магмообразования. Вероятно, и в области краевого шва между завершившими свое развитие мезозондами и заложившейся молодой геосинклинальной системой были созданы благоприятные условия для магмообразования, которое происходило в тех участках коры и верхней мантии, где термодинамическая обстановка допускала плавление. На ранних стадиях существования пояса тепловой поток привел к выплавлению магмы андезитового состава (Устнев, 1965), вероятно, из базальтового слоя коры. Эта магма могла накапливаться в обширных резервуарах, вытянутых вдоль пограничного шва. Прогибания, происходившие в Корякско-Камчатской геосинклинальной области, начиная с баррема, вызвали своеобразную компрессию сформировавшихся магматических очагов, а в верхних горизонтах коры привели к открытию главным образом разломов, продольных по отношению к простирающемуся поясу. Мощные излияния, начавшиеся в результате указанных процессов, образовали свыше 80% всех вулканических отложений пояса (Белый, 1969б). Продукты вулканической деятельности распространились вдоль осевых направлений пояса и не создали большого количества структурных форм, хотя уже тогда наметились границы вулкано-тектонических депрессий, которые четко выявились на более поздних стадиях развития пояса. Вулкано-тектонические депрессии возникли вследствие опускания значительных блоков земной коры, ограниченных глубинными разломами, отчасти в силу компенсационных процессов, отчасти благодаря собственно тектоническим опусканиям.

Перерыв в вулканической деятельности в конце турона — начале сенона способствовал подъему теплового потока на более высокий уровень, где были условия для выплавления магмы гранитного состава. Вновь сформировавшиеся очаги обладали меньшими, чем питающие резервуары для андезитовых излияний, размерами и, вероятно, были обособлены друг от друга. Тепловой поток в коре в значительной степени дифференцировался и достигал необходимой для выплавления мощности в наиболее проницаемых участках — узлах пересечения тектонических нарушений, в зонах растяжения, которые сопутствовали погружающимся блокам вулкано-тектонических депрессий. Новые очаги анатектической магмы не достигали таких больших размеров, как на первой стадии развития, и были в известной степени изолированы друг от

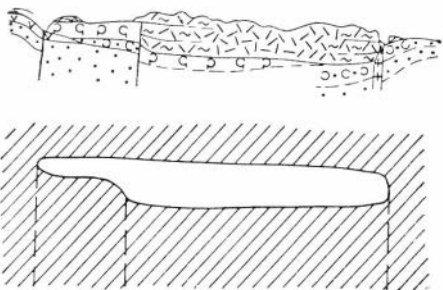


Рис. 27. Строение магматического резервуара под Уеминской кальдерой. Усл. обозн. см. рис. 9.

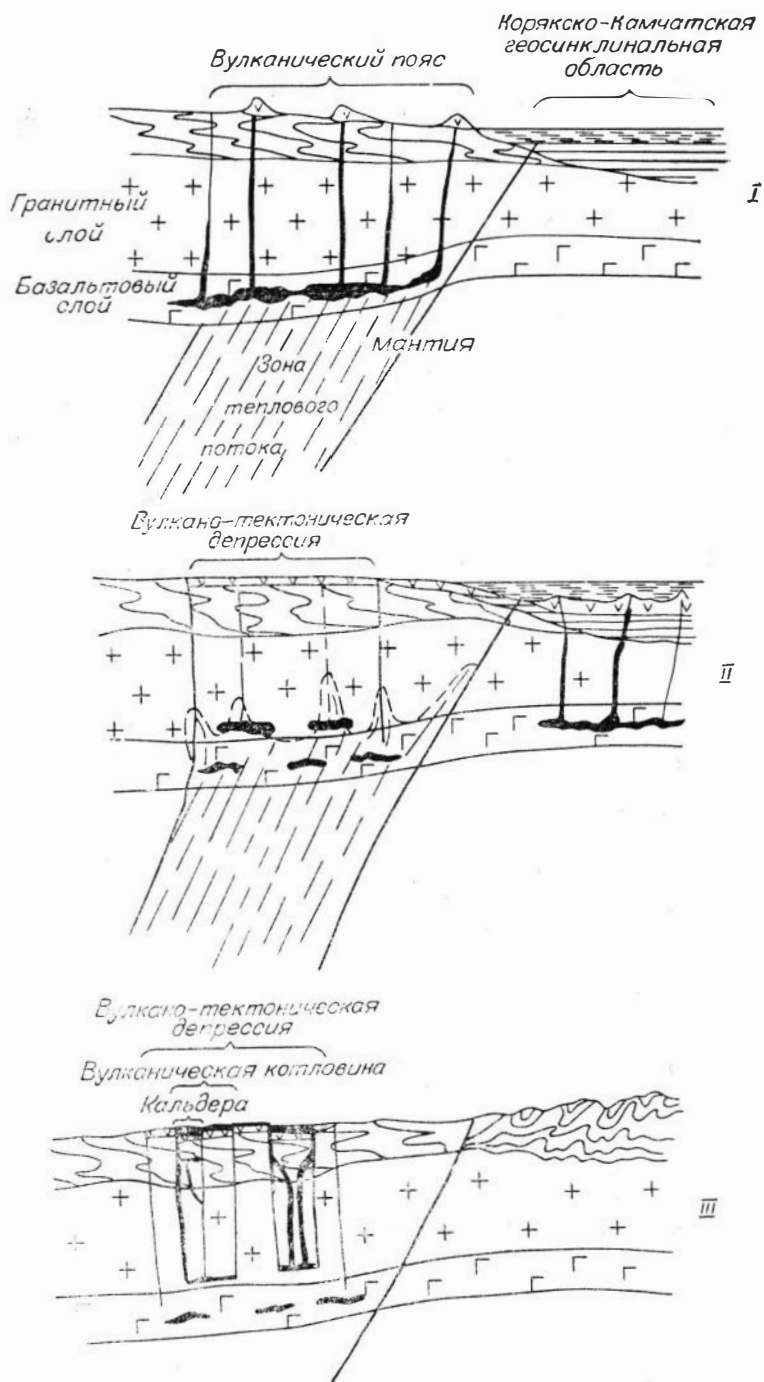


Рис. 28. Схема эволюции структурных форм вулканических депрессий Охотско-Чукотского вулканического пояса:

I — заложение вулканического пояса и обособление вулкано-тектонических депрессий; II — период формирования очагов кислых магм; III — образование вулканических котловин, близповерхностных магматических резервуаров и связанных с ними вулканических структур обрушения.

друга, что сказалось на автономности развития отдельных участков пояса (Сперанская, 1963 г.).

Начиная с позднего сенона в Корякско-Камчатской геосинклинальной области происходили интенсивные складкообразовательные движения, на которые вулканический пояс отозвался мощными извержениями игнибригов. Направление сжатия со стороны геосинклинальной области было таково, что основную роль магмовыводящих систем играли разломы, ортогональные по отношению к поясу. Мощные излияния богатой летучими магмы и сравнительно неглубокое расположение питающих очагов порождали многочисленные явления компенсационного характера, в результате чего основная масса продуктов извержений накапливалась в вулканических котловинах и вулкано-тектонических депрессиях. Компенсационные опускания в период истощения глубинных магматических камер, вероятно, были особенно значительны, чему в немалой степени способствовали проявившиеся ненадолго в конце сенона растягивающие усилия, действовавшие поперек простирания пояса. Они привели к закрытию поперечных разломов — основных каналов игнибриговых извержений — и послужили причиной кратковременных, но местами бурных обильных излияний двупироксеновых андезитов, которые, видимо, питались из очагов, возникших на ранней стадии развития пояса.

Активизация блоковых движений содействовала незначительной перестройке структурного плана, а на глубине — возникновению зон скалывания вдоль ослабленных растяжениями участков. В надочаговых толщах это приводило к выкалыванию блоков. Погружаясь в магматические камеры, они создавали подземные котловины опускания и способствовали перемещению магмы на более высокие уровни. Дальнейшее развитие периферических резервуаров протекало по описанной выше схеме; в результате образовалось значительное количество вулканических структур обрушения, связанных с заключительным этапом верхнемелового вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение сложной совокупности отношений, свойственных вулканогенным образованиям, невозможно без выделения и изучения центров вулканизма, определяющих в конечном итоге локальную стратиграфию, петрографию и структуру вулканических полей. В настоящей работе была рассмотрена одна из наиболее представительных групп вулканических центров — вулканические структуры обрушения, существенно повлиявшие на распределение и характер поздне меловых кислых вулканитов в Охотско-Чукотском поясе. В результате проведенных исследований показано, что структуры обрушения представляют собой крупные депрессии со средним поперечником около 20 км. Они ограничены замкнутыми системами разломов сбросового типа и, по-видимому, не связаны с деятельностью конкретных вулканов. Заполнение структур обрушения, представленное однородными по составу игнимбритами, характеризуется трехчленным строением. Строение разрезов отражает динамику формирования вулканических просядок и в сопоставлении с данными петрохимического изучения вулканических отложений свидетельствует о геологически кратковременном образовании структур обрушения в результате прорыва на поверхность магмы из близповерхностных плутонов.

Вулканогенные образования структур обрушения представлены сериями горизонтально залегающих, выдержанных по мощности покровов и отличаются широко развитыми эвтакситовыми структурами. Подобные геологические особенности отложений предполагают необходимость для своего образования высокой подвижности исходного магматического материала. Распределение игнимбритовых отложений ограничено главным образом пределами кальдерных депрессий, что в сопоставлении с высокой подвижностью магматического материала позволило сделать вывод о первичности погружений центрального кальдерного блока при образовании структур обрушения. Опускания блока приводят к открытию периклинально наклоненных трещин, вызывают резкое падение давления в камере и как следствие ретроградное вскипание магмы и излияние ее в форме дезинтегрированной массы тепловых потоков в подготовленную опусканиями котловину.

Структурные особенности вулканических просядок дали возможность реконструировать морфологию тех пространств, в которые опускались центральные блоки кальдер. Показано, что сложно построенные вулканические структуры обрушения возникли в результате дробления центрального блока при опусканиях его в резервуар, обладающий значительными перепадами высот. Форма подобных периферических камер предположительно воронкообразная, геометрические особенности связанных с ними структурных депрессий полностью подобны морфологии периферического резервуара.

Результаты, полученные при изучении петрохимии изверженных образований, свидетельствуют об антидромной последовательности изменения состава пород по разрезу, что указывает на расслоенность магмы в магматической камере. Порядок изменения составов пород в серии вулканогенных отложений перевернут по отношению к той последовательности, которая имеет место в магматической камере. Наиболее высокие горизонты магмы в камере обогащены SiO_2 , K_2O , Na_2O ; нижние отличаются повышенными содержаниями CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 . Таким образом, структуры обрушения, связанные с продуктами дифференциации кислых магм, возникают на определенной стадии зрелости магматического резервуара, когда процессы магматической дифференциации приводят к обогащению верхних частей вулканических очагов кремнеземом и летучими.

В системе региональных структур вулканического пояса структуры обрушения связаны с крупными депрессионными участками пояса — вулканическими котловинами и вулканотектоническими депрессиями. Просадки располагаются в мобильных участках депрессий с наиболее высокой контрастностью движений и тяготеют к узлам пересечения расколов основания.

Вулканические просадки Охотско-Чукотского пояса появляются на заключительных этапах мелового вулканического цикла. По времени образования они близки к многочисленным крупным эпизональным гранитоидным плутонам и, вероятно, связаны с ними как с питающими очагами.



ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геол., 1965, № 10.
- Авдеев А. В. К вопросу о связях между эффузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Джамжинского водораздела.— В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн. «Современный вулканизм». Тр. 2-го Всес. вулканол. совещ., т. 1. М., «Наука», 1966.
- Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Титов В. А. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магадан, 1967.
- Аникеев Н. П., Титов В. А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. Москва, ИЛ, 1963.
- Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., «Наука», 1969а.
- Белый В. Ф. Охотско-Чукотский и Казахстанский краевые вулканические пояса (попытка сравнительного историко-геологического и структурного анализа).— В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, «Наука», 1969б.
- Белый В. Ф., Гельман М. Л. Об основных типах отрицательных структур в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— В кн. «Магматизм Северо-Востока СССР». Тезисы докл. 1-го Северо-Восточного петрогр. совещ. Магадан, 1968.
- Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Тектоника, 1966, № 2.
- Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника, история геологического развития и общие черты металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магадан, 1967.
- Бемслен Р. В. в.п. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Влодавец В. П. О вулканической тектонике.— Бюлл. Вулканич. станции, 1954, № 23.
- Геология и математика. Ред. Ю. А. Воронин. М., «Наука», 1967.
- Горшков Г. С. О некоторых вопросах теории вулканизма.— Тезисы докл. на XI генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза. М., 1957.
- Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканогеологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.
- Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. М., ИЛ, 1949.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М.—Л. ОНТИ, 1936.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. М., «Наука», 1967.
- Еремин Р. А., Ярмолюк В. В. К геологии субвулканических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Докл. АН СССР, 1969а, т. 186, № 6.
- Еремин Р. А., Ярмолюк В. В. О структурном положении витрофиров Арманской кальдеры.— Геол. и геофиз., 1969б, № 9.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки.— Тр. Лаборатории вулканол. АН СССР, 1955, вып. 10.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.

- Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий.— Геол. и геофиз., 1962, № 8.
- Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитные прерывистые серии интрузий и их значение для теории петрогенезиса.— В кн. «Магматические формации». М., «Наука», 1964.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967.
- Коптева В. В. В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность» (выступление на симпозиуме). Алма-Ата, 1969.
- Коптева В. В. Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибайкалья. Автореф. дисс. Москва, 1970.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— Тр. Лаборатории вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и послемагматических процессах.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 5.
- Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом.— Изв. вузов, серия геол. и разв., 1962, № 1.
- Кравченко Г. М. Некоторые структурные особенности рудоносных вулканоплутонических полей зон активизации древних платформ.— В кн. «Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности». М., «Наука», 1969.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964.
- Ларин Н. И. Дуговые структуры хребта Сунгар-Хаята.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 8. Магадан, 1955.
- Мархинин Е. К. Об одной важной стороне проблемы кальдер (о возможном механизме образования некоторых магматических камер).— В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
- Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги.— Тр. Лаборатории палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Офетдаль Х. Об игнимбритах и связанных с ними породах.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
- Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Перекалина Т. В. Герцинские кольцевые интрузии Центрального Казахстана.— В кн. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. 1. Л., 1963.
- Перекалина Т. В., Рыбалтовский Е. В. Кольцевые интрузии северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы.— Вестн. ЛГУ, 1968, № 12.
- Риттман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
- Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
- Рудич К. М. Магматизм хребта Сарычева. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Святловский А. Е. О генетической классификации вулканов Камчатки.— Бюлл. вулканич. станции, 1958, № 27.
- Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963а.
- Сперанская И. М.— Мезокайнозойские вулканические формации северного побережья Охотского моря.— Матер. по регион. страт. СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963б.
- Сперанская И. М. О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов.— Изв. вузов, серия геол. и разв., 1963в, № 4.
- Сперанская И. М. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья.— В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963г.
- Сперанская И. М. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов.— Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов.— Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 19. Магадан, 1966а.
- Сперанская И. М. Различия в принципах геологического изучения вулканических формаций разного происхождения.— Колыма, 1966, № 12б.
- Сперанская И. М. Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулканоплутонических формаций.— В кн. «Рудоносность вулканических образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магадан, 1967.
- Сперанская И. М., Крутоус М. П., Тимошенко В. И. О некоторых петрографических особенностях и свойствах полевых шпатов изверженных пород

- Арманской вулcano-плутонической ассоциации.—Тр. Лаборатории палеовулканол. АН СССР, 1963, № 1.
- Сперанская И. М., Печерский Д. М. К вопросу об условиях образования разных типов игнимбритов.—Тр. СВКНИИ, 1964, вып. 9.
- Стейлер А. Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. В., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР.—Тр. СВКНИИ, 1969, вып. 33.
- Тиррель Г. В. Вулканы. Л., Госгеолтехиздат, 1934.
- Умитбаев Р. Б. Опыт изучения и классификации вулканогенных структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне». Изд-во Львовского ун-та, 1969.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулcano-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963а, № 12.
- Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций.— В кн. «Проблемы магмы и генезис изверженных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Устиев Е. К. Геологические и петрографические аспекты проблемы вулcano-плутонических формаций и их рудоносности.— М., «Наука», 1969.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская Н. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фрих-Хар Д. И. Связь магматизма и эндогенной минералогении с блоковой тектоникой. М., «Наука», 1969.
- Федоров Т. О. Верхнепалеозойские игнимбриты Каркарлинского района (Центральный Казахстан) и их генезис.— В кн. «Проблемы палеовулканологии». Алма-Ата, 1963.
- Федоров С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн. «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., «Наука», 1966.
- Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб.— Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Чиков Б. М. Тектоника Охотского среднего массива. М., «Наука», 1970.
- Штейнберг Г. С., Балеста С. Т., Зубин М. И., Таракановский А. А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным.— В кн. «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., «Наука», 1966.
- Юдин С. С., Юдина В. Н., Красильников А. А. Основной тип рудоконтролирующих структур центральной части Охотского вулканогенного пояса.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 6.
- Яковлев П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.— Сов. геол., 1967, № 9.
- Яковлев Г. В. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений.— Вести. МГУ, 1968а, № 1.
- Яковлев Г. Ф. Тектоногенные и тектоно-магматические структуры рудных полей и месторождений.— Сов. геол., 1968б, № 3.
- Ярмолюк В. В. Магматические комплексы кальдер на примере Арманской кальдеры Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн. «Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований». Новосибирск, 1969.
- Ярмолюк В. В. Вулканические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геол. и геофиз., 1970, № 6.
- Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dikes and cauldron-subsidenses.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1936, v. 56, pt. 2.
- Bailey E. B. и др. Tertiary and post-Tertiary geology of Mull Loch Aline and Oban.— Mem. Geol. Surv., 1924.
- Bailey R. A. Paleovolcanism.— Trans. Amer. Geoph. Union, 1963, v. 44, № 2.
- Bemmel R. W. van. The volcano-tectonic origin of Lake Toba North Sumatra.— De ingenieur Ned-Indië, 1939, v. 6, № 9.
- Billings M. P. Ring-dikes and they origin.— N. Y. Acad. A. Sci. Trans, 1943, ser. 2, v. 5.
- Billings M. P. Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.— Amer. J. Sci., 1945, v. 243-A.

- Branch C. D. Volcanic Cauldrons, Ring-Complexes and Associated Granites of the Georgetown Inlier, Queensland.—Bureau of Miner. Resour., geol. and geoph. bull., 1966a, № 76.
- Branch C. D. Magmatic evolution of Georgetown Inlier, Queensland.—Nature, 1965, № 5023.
- Branch C. D. The source of Eruption for Piroclastic Flows: Cauldrons or Caldesas.—Bull. volcanol., 1967, v. 30.
- Clough C. T., Maufe H. B., Bailey E. B. The cauldron-subsidence of Glen Coe and associated igneous phenomena.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1909, v. 65.
- Escher B. G. On the formation of calderas.—Leidsee, geol. meded., 1929, v. 3.
- Harker A. S. The tertiary igneous rocks of Scye.—Mem. Geol. Surv. United Kingdom, 1904.
- Hills E. A. Calderon-Subsidences, Cranitic Rocks and Crustal Fracturing in South-East Australia.—Geol. Rundschau., 1959, Bd. 47.
- Jsume H. Gravity survey on the Aira Caldera, Kyusyu, Japan, Nature, 1961, v. 191, № 4792.
- Jsume H. Structures of calderas and they origin.—Kagzan Bull., Volcanol. Soc. Japan, 1965, № 2.
- Jsume H., Tajima H. Gravity Survey on the Kutyaro Caldera by means of a Worden Gravimeter.—Nature, 1959, v. 183, № 4663.
- Jacobson R. R. S., MacLeod W. N., Black R. Ring complexes in the Yonger Granite Province of Northen Nigeria.—Geol. Soc. Lond. mem. 1, Quart. J. Geol. Soc. London, 1958.
- Jonsen R. W. Mechanisms of Cauldron-Subsidence.—Nature, 1966, v. 210, № 5033.
- Kingsley L. Gaudron-Subsidence of the Ossipee Mountains.—Amer. J. Sci., 1931, № 22.
- Kuno H. Formation of Calderas and Magmatic Evolution.—Trans. Amer. Geoph. Union, 1953, v. 34, № 2.
- Luedke R. G., Burbank W. S., Washington D. C., Exeter N. H. Central vent ash-flows eruption, Western San Juan Mountains, Colorado.—Geol. Surv. Profess. Paper, 1961, v. 424-D.
- McCull G. J. Classification of calderas: «Glencoe» and «Kracatean» types.—Nature, 1963, v. 197, № 4863.
- Macdonald G. A. The structure of Havaian volcanoes.—Verh. K. Ned. Geol. Mijnb. Genoot, Geol. Ser., 1956, v. 16.
- Matumoto T. Caldera volcanoes and pyroclastic flows of Kyushu.—Bull. volcanol., 1963, v. 26.
- Perret F. A. The Vesuvius Eruption of 1906. Study of a Volcanic cycle. Washington, 1924.
- Ratte J. C., Steven T. A. Distributions and characteristics of ash frows assotiated with Creede Caldera. San Juan Mountains, Colorado.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 70, № 12.
- Reynolds D. L. Fluidisation as a Geological Process and its Bearing on the problem of Intrusive Granites.—Amer. J. Sci., 1954, v. 252.
- Reynolds D. L., Calderas and Ring-Complexes.—Verh. K. Ned. Geo., Mijnb. Genoot., Geol. Ser. 1956, v. 16.
- Richey J. E. Scotland, the Tertiary Volcanic Districs. Edinburgh, 1948.
- Roberts R. J., Peterson D. W. Suggested magmatic differences between welded «ash» tuffs and welded crystall tuffs., Arisona and Nevada., U. S.,—Geol. Surv. Profess. Paper, 1961, v. 424-D.
- Simpson J. E. The frequency distribution of volcanic crater diameters.—Bull. volcanol., 1967, v. 30.
- Smith R. L., Bailey R. A., Ross C. S. Calderas: aspects of their structural evolution and their relation to ring-complexes.—Geol. Soc., Amer. Bull. 1960, v. 71.
- Steven T. A., Ratte J. C. Resurgent cauldrons in the Creede area, San Juan Mountains, Colorado.—Trans. Amer. Geoph. Union, 1960, v. 44, № 1.
- Steven T. A., Ratte J. C. Magmatic differentiation in a volcanic sequence related to the Creede Caldera, Colorado.—Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, v. 475-D.
- Thomas H. H. The Geology of Ardnamurchan, North-West Mull and Coll., Mem. Geol. Surv. Scotland. 1930.
- Thornton C. P., Tuttle O. F. Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation index.—Amer. J. Sci., 1960, v. 258, № 9.
- Verhooogen J. Mechanics of Ash Formation.—Amer. J. Sci., 1951, v. 249, № 10.
- Williams H. Calderas and their origin.—Publ. Dep. Geol — Sci., Univ. Calif., 1941, v. 25 (6).
- Williams H. The geology of crater Lake National Park, Oregon.—Publ. Carneg. Inst., 1942.
- Williams H. Problems and progress in volcanology.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1954, v. 109.
- Williams H., McBirney A. R. A new look at the Classification of calderas.—Simp. volcanol. and their roots. Oxford, England, Volume of abstracts., 1969.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие</i>	3
<i>Глава I.</i> Некоторые основные проблемы геологии вулканических структур обрушения	5
<i>Глава II.</i> Главные типы депрессионных структур вулканических полей	12
<i>Глава III.</i> Вулканические структуры обрушения	18
Структуры Арманского прогиба	18
Арманская кальдера	21
Вулканические структуры Ульинского прогиба	41
Уенминская кальдера	43
Девокшинский вулканический грабен	60
Другие структуры	72
<i>Глава IV.</i> Петрохимические особенности изверженных пород	75
<i>Глава V.</i> Происхождение и развитие вулканических просядков	87
<i>Заключение</i>	98
<i>Литература</i>	100

Владимир Викторович Ярмолюк

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОБРУШЕНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Ответственный редактор
Игорь Владимирович Лучицкий

Редактор *Л. Н. Спиридонова*
Художественный редактор *В. И. Желнин*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Художник *А. А. Пискун*
Корректоры *Т. И. Кадырова, Р. С. Митяева*

Сдано в набор 9 сентября 1972 г. Подписано в печать 5 мая 1973 г. МН 01744. Бумага машиномелованная, ф-т 70×108¹/₁₆, 6,5 печ. л., 9,1 усл. печ. л., 9,1 уч.-изд. л. Тираж 800 экз. Заказ № 881.
Цена 91 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография изд-ва «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Стаиславского, 25.