

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

551.21+551.24

ВУЛКАНИЗМ
И
ГЕОДИНАМИКА

5016



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977



Вулканизм и геодинамика, М., "Наука".

В сборнике с позиции современных представлений о строении и развитии Земли, рассмотрена динамика процессов в коре и мантии вулканических областей в связи с проявлением различных типов вулканизма. Обсуждаются вопросы эволюции, цикличности и направленности вулканических процессов в истории Земли, в развитии геотектонических структур и отдельных вулканов. Приводятся данные по глубинному строению и реконструкции поля напряжений в коре и верхней мантии Курило-Камчатской вулканической дуги, отдельных вулканов и вулканических групп.

Сборник отражает последние геологические и геофизические материалы и современные представления по проблеме соотношения вулканизма и тектоники.

Редакционная коллегия:

*И.И. Гущенко, Е.Ф. Малеев, А.И. Фарберов,
И.В. Мелекесцев, К.Н. Рудич, Ю.М. Дубик*

Ответственные редакторы:

Г.П. Авдейко, С.А. Федотов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросы динамики вулканических процессов издавна привлекали к себе пристальное внимание геологов вследствие существенной роли вулканизма в геологической истории Земли и в формировании вещественного состава ее коры. Интерес к этим вопросам особенно возрос в последнее время в связи с развитием представлений тектоники литосферных плит или новой глобальной тектоники. На базе этих представлений появилась возможность связать воедино все многообразие геологических процессов, в том числе и многообразие вулканической деятельности в различных геоструктурных обстановках. Однако новая глобальная тектоника, которая является лишь общей моделью строения и развития Земли, должна достраиваться и видоизменяться моделями развития различных геологических процессов и пройти таким образом строгую проверку.

Современный уровень развития вулканологии позволяет лишь качественно оценить, насколько вулканический процесс укладывается в рамки новых представлений.

Создание физически непротиворечивой и обоснованной фактическим материалом геодинамической модели вулканического процесса от условий зарождения магм до становления расплавов на поверхности и формирования состава земной коры является кардинальной задачей вулканологии. Не случайно поэтому вопросам динамики вулканизма и соотношения процессов вулканизма и тектоники был посвящен специальный симпозиум на IV Всесоюзном вулканологическом совещании. В настоящий сборник включены доклады, зачитанные на этом симпозиуме.

В соответствии с тематикой симпозиума сборник состоит из трех частей. В первой из них с общих позиций и на конкретном материале рассмотрены геодинамические условия проявления вулканизма островных дуг и наложенных вулканических поясов (статьи О.Г. Сорохтина, В.Ф. Белого, В.В. Козлова), геосинклинального вулканизма, вулканизма ложа Мирового океана и внутриокеанических островов (статьи Г.П. Авдейко, О.Г. Сорохтина, В.М. Городницкого, М.Г. Ломизе). Интересные данные и обобщения приведены также в работах, рассматривающих геодинамическую обстановку проявления ареального вулканизма (К.И. Карапетян), вопросы поверхностных проявлений вулканизма Ключевской группы в связи с ее глубинным строением (Б.В. Иванов), количественные оценки динамической активности магмы в процессе становления дайковых интрузий (Н.С. Северина). В статьях этого раздела нашли свое отражение и условия генерации магм, и особенности проявления вулканизма различных типов в связи с развитием геотектонических структур, и вопросы формирования океанической и континентальной коры.

Во второй части, в основном по материалам геофизических исследований, освещается глубинное строение современных вулканических областей, вулканических групп и отдельных вулканических аппаратов. Качественно новый материал представлен в статье И.Г. Симбиревой, С.А. Федотова, В.Д. Феофилактова, в которой, по сейсмологическим данным, на основе анализа динамических параметров очагов более 1700 землетрясений, показаны неоднородности локального поля напряжений земной коры и верхней мантии Курило-Камчатской дуги. Здесь в едином по-

ле общего сжатия выделено закономерное чередование зон сжатия и растяжения. Хотелось бы подчеркнуть, что характер распределения полей напряжений по крайней мере не противоречит представлениям новой глобальной тектоники, хотя авторы и не делают такого вывода.

Существенный интерес представляют данные глубинного сейсмического зондирования в очаговых зонах питания вулканов Ключевской группы (Г.И. Аносов и др.) и их интерпретация с учетом экспериментальных исследований скоростей продольных волн в породах, слагающих фундамент вулканов Ключевской группы (А.И. Фарберов и др.). Картину глубинного строения этого вулканического района дополняют исследования плотностных и геоэлектрических неоднородностей коры и верхней мантии (М.И. Зубин и др.). Детальные гравиметрические и магнитометрические исследования вулкана Малый Семячик позволили А.П. Горшкову нарисовать обоснованную картину строения его конуса.

Заслуживает внимания также статья В.А. Широкова, в которой оценивается воздействие космических факторов на геодинамическую обстановку, вулканическую активность и сейсмичность. Очевидно, дальнейшее изучение механизма воздействия космических факторов может привести к достаточно надежному долгосрочному прогнозированию вулканической и сейсмической деятельности. Для краткосрочного прогноза активности отдельных вулканов важную роль играет изменение параметров их сейсмического режима. Эти вопросы рассмотрены в работах В.И. Горельчик, П.И. Фирстова и др.

В перечисленных выше статьях рассматриваются глубинное строение и особенностей физических полей Курило-Камчатской островной дуги, в основном ее Камчатской ветви. В статье же А.М. Городницкого и С.А. Ушакова анализируются аномалии гравиметрического и магнитного полей подводных вулканов ложа Мирового океана. Все подводные вулканы подразделяются авторами на три основных типа в соответствии с положением их в пределах трех главных морфотектонических провинций: срединных океанических хребтов, глубоководных котловин внутренних районов океана и островных дуг.

Третья часть сборника посвящена изучению цикличности вулканических процессов и эволюции вулканизма в истории Земли. Открывается она статьей О.Б. Селягина, в которой приведены интересные данные о ритмичности и направленности четвертичной вулканической деятельности Карымской группы вулканов на Камчатке.

В остальных работах этого раздела отражены материалы по эволюции различных типов фанерозойского вулканизма Прибайкальского вулканоплутонического пояса (А.А. Бухаров), Кавказа (Ш.А. Адамия и др., А.А. Габриелян и др., Ю.В. Саядян), Сибирской платформы (В.Е. Минорин, А.Д. Харьков), Южного Урала (И.С. Вахромеев и др.). Ценность этих публикаций несомненна. В них, как правило, эволюция вулканизма рассмотрена на фоне развития геотектонических структур.

В целом статьи сборника отражают последние материалы и современные представления по динамике процессов в коре и верхней мантии вулканических областей, геоструктурным позициям проявления различных типов вулканизма, цикличности и эволюции вулканизма. Несомненно, книга будет с интересом воспринята широким кругом геологов, вулканологов, геофизиков.

Г.П. Авдейко

Часть I

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ВУЛКАНИЗМА

О.Г. Сорохтин

Институт океанологии АН СССР

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ПРИРОДА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА

Выяснение природы геосинклинального магматизма в геологии является одной из самых важных и вместе с тем наиболее трудной для разрешения проблемой. Многие из предпринимавшихся ранее попыток разработать физически обоснованные и внутренне непротиворечивые механизмы и схемы образования сиалических магм, к сожалению, не увенчались успехом. Во многом это связано с тем, что в создававшихся для этих целей гипотезах необходимо было учитывать и увязывать между собой очень контрастные условия и требования, например: для выплавки сиалических магм требуется большое количество воды, но мантия практически суха; для дифференциации мантии необходимо ее расплавление, но она по вязкости не уступает легированной стали, к тому же предположение о возможности дифференциации базальтовых магм на сиалические жидкости и остаточные продукты экспериментально подтвердить не удалось; континентальная кора распределена по поверхности Земли очень неравномерно, а мантия, в первом приближении, латерально-однородна и т.д. Если же предположить, что кислые породы произошли путем вторичного переплавления древних осадков, то в рамках классических представлений непонятным становится их обогащение калием и другими литофильными элементами, поскольку концентрация этих элементов в породах континентальной коры раз в 100–1000 выше, чем в веществе мантии.

Совершенно новое, несколько неожиданное, но физически обоснованное и вполне естественное объяснение генезиса сиалических магм в геосинклинальных зонах вытекает из теории тектоники литосферных плит.

Согласно этой теории (Isacks, Oliver, Sykes, 1968; Dewey, Bird, 1970; Ушаков, 1974; Сорохтин, 1974) литосферные плиты образуются за счет охлаждения и полной кристаллизации вещества астеносферы в рифтовых зонах Земли, располагающихся преимущественно над восходящими конвективными потоками вещества нижней мантии. Океаническая кора также возникает в рифтовых зонах Земли благодаря сепарации базальтовых составляющих из первичного мантийного вещества и за счет серпен-

тинизации остаточных перидотитов при их взаимодействии с водами океанов в зонах развития интенсивной трещиноватости и дробления пород под рифтовыми долинами (Сорохтин, 1974). Благодаря существованию астеносферных течений, постоянно генерируемых конвективным массообменом в мантии Земли, литосферные плиты раздвигаются в стороны от рифтовых зон.

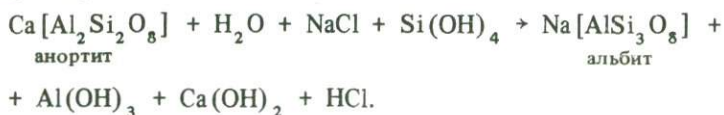
Образование и раздвижение литосферных плит в рифтовых зонах компенсируется их погружением в верхнюю мантию под геосинклинальными зонами. Этот процесс связан со сжатием и надвиганием литосферных плит друг на друга под влиянием сходящихся астеносферных течений, возникающих над нисходящими потоками вещества в нижней мантии. Плита, оказавшаяся "подмятой", погружается в верхнюю мантию вдоль наклонной сейсмофокальной поверхности Заварицкого — Бениоффа.

Еще в 1968 г. по геоморфологическим признакам и по распределению землетрясений на поверхности Земли удалось выделить и оконтурить основные литосферные плиты (Morgan, 1968). Тогда на основании анализа магнитных аномалий, наблюдаемых над акваториями океанов, удалось определить не только направления смещений и скорости движений различных плит, но и абсолютный возраст коренного ложа дна океанов (Heirtzler et al., 1968; Le Pichon, 1968). Начиная с 1969 г. на акваториях Мирового океана регулярно ведутся буровые работы, по результатам которых удалось проверить сделанный ранее прогноз возраста дна океанов — оказалось, что во всех без исключения океанах теоретический прогноз блестяще подтвердился (Федынский, Ушаков, Шабалин, 1972; Лисицин, 1970, 1974).

Данные океанического бурения, а также многие другие известные ранее факты (Сорохтин, 1974) убедительно показывают, что основные положения теории тектоники литосферных плит (образование и раздвижение плит в рифтовых зонах и их погружение в глубины мантии под геосинклинальными зонами), бесспорно, верны и сомневаться в них сегодня уже невозможно. Приведенные соображения позволяют нам рассмотреть сложный вопрос генезиса кислых магм в геосинклинальных зонах именно с точки зрения этой современной теории.

В зонах погружения литосферных плит вместе с литосферой в глубины верхней мантии затягиваются океаническая кора и слой осадков. Поверхность скольжения двух литосферных плит в зоне их поддвига является областью интенсивного выделения тепла, образующегося за счет диссипации работы трения. Расчеты показывают, что при опускании океанической коры на глубину порядка 100 км на каждый грамм ее вещества выделяется до 600 калорий тепла (Сорохтин, 1974). Этого тепла вполне достаточно не только для разогрева самой океанической коры до температуры плавления базальтов, но и для прогрева всей вышележащей толщи пород надвигаемой плиты. Поэтому, попадая в зону Заварицкого — Бениоффа на глубины с высокими температурами и давлениями, породы океанической коры и осадочного покрова должны дегидратироваться, терять воду, избыточный кремнезем, щелочи и другие литофильные компоненты (Fisher, Hess, 1963; Сорохтин, Дмитриев, Удинцев, 1971).

В гидротермальных процессах, протекающих в зоне Заварицкого-Бениоффа, заметную роль должны играть и солевые растворы поровых вод, пропитывающих породы коры. Поскольку поровые воды океанической коры формируются за счет воды океана, то в них всегда много хлористого натрия. Согласно Г. Винклеру (1969), в условиях метаморфизма NaCl гидролизует, Na₂O связывается с минералами пород, фиксируясь главным образом в альбите, а HCl — входит в состав газовой фазы. Этим процессом, по-видимому, можно объяснить реакцию альбитизации, протекающую в зонах Заварицкого-Бениоффа (Сорохтин, Дмитриев, Удинцев, 1971)



Вместе с океанической корой в зону контакта литосферных плит затягиваются и осадочные породы, представленные в основном пелагическими осадками — илами и глинами. Поступая в зону развития гидротермальных процессов, океанические осадки привносят с собой многие дополнительные геохимические компоненты, накопившиеся в этих породах за время их седиментации. Прежде всего к таким компонентам относятся калий и биогенные вещества.

Известно, что глинистые осадки хорошо сорбируют из раствора океанической воды ионы многих тяжелых металлов, в том числе и калий. Обычно калий связывается гидрослюдами (гидромусковитом). Среднее содержание K₂O в современных пелагических осадках примерно равно 2–3% (Эл-Векил, Райли, 1965; Виноградов, 1967).

По-видимому, основное поступление калия в океан происходит не с суши, а через рифтовые зоны срединно-океанических хребтов благодаря вулканической активности этих зон, а также в результате выщелачивания термальными водами этого элемента из вмещающих пород океанической коры. Поэтому есть основания предполагать, что в прежние геологические эпохи концентрация K₂O в осадках была еще более высокой, так как более высоким было и содержание калия в мантии (Сорохтин, 1974).

Попадая в зоне поддвига литосферных плит на уровни развития высоких температур, гидрослюды, содержащие калий, вначале теряют кристаллизационную воду и превращаются в обычные слюды и мусковит. На более глубоких стадиях метаморфизма в области амфиболитовой фации при высоком давлении водяного пара и температурах порядка 600–700°C мусковит в присутствии свободного кремнезема неустойчив и распадается на калиевый полевой шпат и андалузит (Винклер, 1969)



При достижении температуры анатексиса подвижность соединений калия резко увеличивается, в результате чего они мигрируют из зоны контакта литосферных плит вверх.

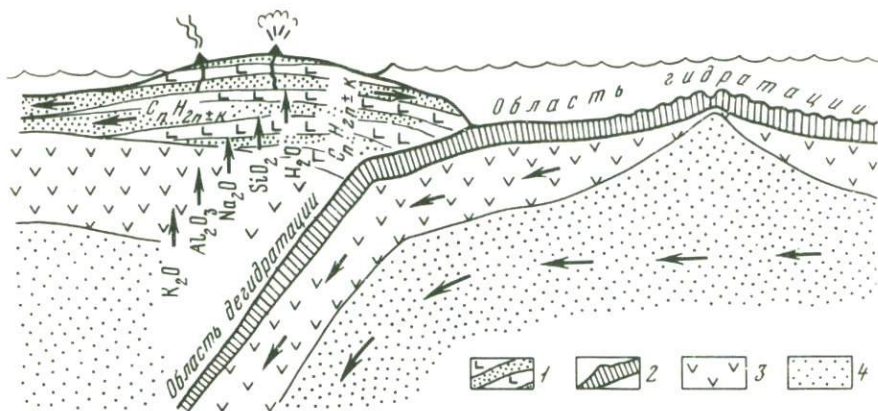


Схема процесса образования континентальной коры

1 — осадочно-вулканогенная толща; 2 — океаническая кора; 3 — литосферная плита; 4 — астеносфера

Водяной пар, освобождающийся при дегидратации океанической коры, насыщенный кремнеземом, щелочами и летучими компонентами, является легким, очень подвижным и химически чрезвычайно активным флюидом. Избыточный разогрев вещества коры, происходящий в зоне Заварицкого-Бениоффа в результате диссипации энергии трения литосферных плит, приводит к перегреву водяного пара и к появлению в нем избыточного давления. Под влиянием этого давления минерализованные флюиды выжимаются из зоны контакта литосферных плит, поднимаются вверх, пропитывают и метасоматически перерабатывают фронтальную часть напозлающей литосферной плиты. Поступающие снизу термальные воды несут с собой большие запасы тепла из глубинных частей геосинклинали, поэтому фронт метаморфических процессов над зоной погружений литосферной плиты постепенно расширяется и поднимается вверх (рисунок).

По-видимому, процессы пропитывания и насыщения пород литосферы богатыми кремнеземом и щелочами горячими флюидами в конце концов приводят к формированию андезитовых и более кислых магм и к проявлениям андезитового магматизма, столь типичного для геосинклиналильных областей.

Процесс выжимания магмы в условиях анатексиса, характерного для геосинклиналильного метасоматоза в зоне Заварицкого-Бениоффа, должен сопровождаться явлением "фильтр-прессинга", когда все тугоплавкие фракции, кристаллизующиеся по пути подъема магмы, остаются в теле тех пород, через которые эта магма "фильтруется", а остаточная жидкость обогащается легкоплавкими и летучими компонентами. Так, например, кристаллизация из расплава анортитовой составляющей приводит к обогащению остаточной магмы альбитом (Смит, 1968). В конце концов механизм фильтр-прессинга приводит к формированию эвтектических остаточных жидкостей. В ряду кислых магм таким свойством обладают только гранитные магмы.

При подъеме магмы с уровня нижних горизонтов наползающей литосферной плиты в более высокие структурные этажи геосинклинали должна происходить интенсивная дегазация этих насыщенных водой и летучими средними и кислыми магм. Несущие тепло горячие растворы-флюиды, поднимаясь вверх, пропитывают окружающие породы и вызывают в них характерные для регионального метаморфизма изменения. По мере подъема флюидов на уровни меньших давлений они постепенно сбрасывают растворенные в них компоненты, в том числе и рудные, их температура и активность уменьшаются. Этим, вероятно, можно объяснить постепенную смену фаций регионального метаморфизма от высокотемпературных амфиболитовой и зеленосланцевой, характерных для нижних этапов континентальной коры, до низкотемпературных.

В соответствии с P-T условиями, господствующими в зоне Заварицкого-Бениоффа, должна наблюдаться геохимическая зональность эффузивного магматизма, поперечная по отношению к простиранию геосинклинали. Так, выделение основных объемов воды и кремнезема при реакции десерпентинизации происходит еще при сравнительно низких температурах ($400 < T < 750^{\circ}$) и на небольших глубинах. Поэтому естественно ожидать, что в лавах вулканов, расположенных ближе всего к внешней (океанической) стороне геосинклинали, содержание H_2O и SiO_2 будет максимальным. С удалением от океана (над более глубоко расположенными участками зоны Заварицкого-Бениоффа) содержание H_2O и SiO_2 в продуктах извержений будет уменьшаться. Одновременно, в этом же направлении должно увеличиваться содержание тех компонентов, которые освобождаются при более высоких ступенях метаморфизма. В частности, это относится к калию, так как реакция демусковитизации, в результате которой освобождается калий, одна из самых высокотемпературных в ряду метаморфических реакций. Отмеченная закономерность, по-видимому, проявляется и в реальных условиях. Так, по данным Е.К. Мархинина и Д.С. Стратулы (1964), с ростом глубины до сейсмофокальной поверхности (т.е. с удалением от океана) в вулканических продуктах уменьшается содержание летучих, воды и кремнезема, а концентрация калия, наоборот, возрастает.

Таким образом, с точки зрения теории тектоники литосферных плит андезитовые и более кислые (гранитоидные) магмы уже не являются мантийными, а образуются в зонах поддвига литосферных плит в результате метаморфической переработки и вторичного переплавления пород океанической коры и фронтальных участков наползающей литосферной плиты.

В условиях стадий глубокого метаморфизма и высоких давлений водяного пара, уже при температурах порядка $600-700^{\circ}C$ наступает анатексис большинства минералов и пород (Викклер, 1969). При более высоких температурах такие породы полностью переходят в расплав. Поэтому можно ожидать, что вещество базальтового и осадочного слоев в зонах Заварицкого-Бениоффа практически полностью расплавляется и формирует образующиеся здесь сиалические магмы.

Иначе обстоит дело с веществами серпентинитового слоя. Освобождающийся при дегидратации серпентинитов форстерит сохраняет свою

устойчивость в условиях высоких температур и давлений водяного пара и не переходит в расплав или раствор. Аналогичная ситуация должна наблюдаться и у некоторых инертных окислов металлов, например у магнетита, образующегося при серпентинизации фаялита, поскольку этот минерал характеризуется слабой растворимостью в термальных водах и высокой температурой плавления. В результате этого нормативный оливин, магнетит и некоторые другие окислы не поступают из серпентинитового слоя океанической коры в сиалический расплав, формирующийся в зоне Заварицкого-Бениоффа, а выводятся из системы и погружаются в мантию вместе с литосферной плитой. Из этого слоя в континентальную кору переходят только вода и остаток после удаления нормативных оливина, магнетита и других "инертных" соединений и элементов.

Развивающийся в зонах поддвига литосферных плит процесс переработки океанической коры в континентальную можно рассчитать количественно и таким путем определить теоретический состав континентальной коры. Схема расчета заключается в следующем (Сорохтин, Дмитриев, Удинцев, 1971). Из состава серпентинитов, отвечающего среднему гарцбургиту рифтовых зон, вычитается нормативный оливин и удаляются окислы Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , NiO . Затем полученный остаток в соответствующих весовых пропорциях смешивается с составом базальтов срединных океанических хребтов и со средним составом пелагических осадков океана. После нормирования смеси к 100% принимается, что полученный состав отвечает среднему составу континентальной коры. При расчете принималось: $h_3 = 4,5$ км; $\rho_3 = 3$ г/см³; $h_2 = 1,5$ км; $\rho_2 = 2,8$ г/см³; $h_1 = 0,5$ км; $\rho_1 = 2$ г/см³, где h_3 , h_2 и h_1 — соответственно мощности серпентинитового, базальтового и осадочного слоев; ρ_3 , ρ_2 и ρ_1 — плотности этих же слоев. Результаты расчета приведены в таблице. Для сравнения в этой же таблице помещены результаты определения состава континентальной коры, полученные на основании анализа эмпирических данных о распространенности пород на континентах.

В приведенной таблице видно, что теоретический состав континентальной коры, рассчитанный по рассматриваемой схеме, в общем правильно отражает основные закономерности распределения элементов в континентальной коре. При расчете не учитывались разная подвижность элементов и поступление части наиболее подвижных окислов в континентальную кору при выносе их из фронтальных участков напозлающей литосферной плиты. В результате этого содержание наиболее подвижных окислов (Na_2O , K_2O и P_2O_5) в расчете оказалось заниженным, тогда как учет такого выноса повысил бы расчетное содержание K_2O в континентальной коре до 1,2%.

Повышенное содержание CaO в теоретическом составе коры можно объяснить тем, что при расчете не учитывались эффекты явлений "фильтр-прессинга" и фракционной кристаллизации сиалических магм при их подъеме из зоны Заварицкого-Бениоффа. Благодаря этим эффектам тугоплавкий анортит, главный носитель окисла CaO , преимущественно должен задерживаться в низах континентальной коры или даже под ней (в теле напозлающей литосферной плиты).*

Расчет состава континентальной коры

Оксиды	Исходные данные и результат теоретического расчета					Расчет по эмпирическим данным		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,0	40,0	49,4	42,7	59,1	57,4	61,9	59,8
TiO ₂	0,1	0,1	1,4	0,6	1,1	1,0	0,8	1,2
Al ₂ O ₃	1,7	1,5	16,0	12,3	14,5	15,7	15,6	15,5
Fe ₂ O ₃	6,8	6,0	2,3	4,9	2,1	3,8	2,6	2,1
FeO	2,2	2,0	7,6	0,9	4,7	4,7	3,9	5,1
MnO	0,1	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1
MgO	42,6	37,8	8,0	2,9	5,4	4,3	3,1	4,1
CaO	0,7	0,6	11,4	13,3	10,0	7,1	5,7	6,4
Na ₂ O	0,2	0,2	2,7	1,1	2,2	3,1	3,1	3,1
K ₂ O	0,1	0,1	0,2	2,1	0,6	2,4	2,9	2,4
P ₂ O ₅	—	—	—	0,2	0,1	0,3	0,3	0,2
Cr ₂ O ₃	0,4	0,4	—	—	—	—	—	—
NiO	0,1	0,1	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,0	88,9	99,2	81,4	100,0	100,0	100,0	100,0

Пр и м е ч а н и е: 1 — Океанический гарцбургит (Дмитриев, 1973); 2 — серпентинит, сухой остаток; 3 — базальт срединных океанических хребтов (Дмитриев, 1973); 4 — пелагические осадки, сухой остаток без CO₂ и органических соединений (Эл-Векил, Райли, 1965); 5 — теоретический состав континентальной коры; 6 — состав двухслойной модели континентальной коры (Ронов, Ярошевский, 1967); 7 — состав континентальной коры по Ронову, Ярошевскому (1967); 8 — состав коры в области континентальных щитов (Полдерварт, 1957).

Дегидратацией океанической коры в зонах Заварицкого-Бениоффа можно объяснить не только происхождение сиалических изверженных пород и связанных с ними месторождений эндогенных полезных ископаемых, но и происхождение нефти. С точки зрения теории тектоники литосферных плит образование нефти и газа можно объяснить результатом возгонки и термоллиза биогенных веществ, затянутых вместе с океаническими осадками в зону поддвига литосферных плит (Сорохтин, Ушаков, Федьинский, 1974). При этом преимущественное формирование нефтегазоносных месторождений в предгорных прогибах и краевых частях платформ можно объяснить латеральной миграцией нефти и газа из эвгеосинклинальных зон в сторону платформ, происходящей под влиянием избыточного давления перегретых паров и термальных вод, постоянно поступающих из зон поддвига литосферных плит.

Для проверки реальности описанного механизма генерации сиалических магм и образования континентальной коры рассчитаем еще и мощность этого процесса. В настоящее время суммарная длина всех зон поддвига литосферных плит под островные дуги и края континентов достигает 40 тыс. км, а средняя скорость поддвига примерно равна 7–8 см/год. Следовательно, при суммарной толщине коры 6,5 км и ее средней плот-

ности $2,9 \text{ г/см}^3$ в год погружается под геосинклинальные зоны около $5,6 \cdot 10^{16}$ г вещества океанической коры. Поправочный коэффициент, учитывающий переменную тектоническую активность в прошлые геологические эпохи, равен 0,78 (Сорохтин, 1974). Отсюда следует, что за все время существования Земли под геосинклинальные зоны погрузилось около $2 \cdot 10^{26}$ г вещества океанической коры. Теоретически из всей массы этих пород на формирование континентальной коры могло пойти только 37% или $7,4 \cdot 10^{25}$ г вещества, что тем не менее в 3,3 раза превышает суммарную массу современной континентальной и субконтинентальной коры вместе взятую, примерно равную $2,25 \cdot 10^{25}$ г (Ронов, Ярошевский, 1967).

Приведенная оценка показывает, что рассмотренный процесс является достаточно мощным и способен сформировать современные объемы континентальной коры. Из этих оценок также следует, что коэффициент полезного действия механизма выплавления сиалических магм в зонах поддвига литосферных плит не превышает 30%¹.

Количественная оценка механизма образования нефти и газа, выполненная по аналогичной схеме расчета, показывает, что этот процесс также очень мощный: за время около 10^9 лет таким путем могло образоваться $7 \cdot 10^{15}$ т нефти и газа (Сорохтин, Ушаков, Федынский, 1974), это более чем в 10^3 раз (!) превышает объем всех геологических запасов этих горючих ископаемых. Из этого расчета, правда, не следует, что вся нефть на Земле произошла только благодаря действию описанного выше механизма, но, вероятно, многие нефтегазоносные месторождения, в том числе и гигантские, образовались именно таким путем.

Таким образом, в рамках теории тектоники литосферных плит удалось не только показать, возможность образования кислых магм континентальной коры в результате переработки вещества океанической коры в геосинклинальных зонах, но и количественно рассчитать основные закономерности этого процесса. Более того, с этим процессом оказался органически связан естественный механизм обогащения континентальной коры калием. Это очень важное обстоятельство, поскольку в других гипотезах происхождения континентальной коры проблема калия всегда остается нерешенной.

ЛИТЕРАТУРА

- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969.
Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М., "Наука", 1967.
Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В., Канаев В.Ф., Непрочнов Ю.П., Петрова Г.Н., Рыкунов Л.Н., Коган Л.И. Строение рифтовых зон Индийского океана и их место в Мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 10.
Лисицын А.П. Бурение дна Тихого океана. — "Природа", 1970, № 12.

¹ Для полного баланса по калию необходимо, чтобы КПД механизма активизации K_2O превышал 60–70%.

- Лисицын А.П. Возраст и состав базальтового ложа океанов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1964.
- Подерваарт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., 1957.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.
- Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М., "Недра", 1968.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., "Наука", 1974.
- Сорохтин О.Г., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Возможный механизм образования земной коры. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федынский В.В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6.
- Ушаков С.А. Строение и развитие Земли. — В кн.: Итоги науки и техники, Серия физики Земли, т.1. М., ВИНИТИ, 1974.
- Федынский В.В., Ушаков С.А., Шабалин Н.А. Возраст дна Мирового океана по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 6.
- Хесс Х. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. — В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир", 1969.
- Шор Дж.Г. мл., Райт Р.У. Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Эл-Векил С.К., Райли Дж.П. Химические и минералогические исследования глубоководных осадков. — В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., "Мир", 1965.
- Юинг Дж. Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Cann J.R., Vine F.J. An area of the Carlsberg Ridge, petrology and magnetics. — Proc. Roy. Soc. Am., 1965.
- Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 14.
- Engel A.E., Engel C.G. Igneous rocks of the East Pacific Rise. — Science, 1964, v. 146.
- Fisher R.L., Hell H.H. Trenches. In: The Sea, v. 3. New York, Intersci. Publ., 1963.
- Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M., Pitman W.C. III, Le Pichon X. Marine Magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of ocean floor and continents. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.
- Hess H.H. The oceanic crust. — J. Marine Res., 1955, v. 14.
- Hess H.H. History of ocean basins. — Petrol. Studies, a v. to hon. of A.F. Buddington, 1962.
- Isaks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 12.
- Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.
- Nicholls G.D., Nalwalk A.J., Hays E.E. The nature and composition of rock samples dredged from the Mid-Atlantic Ridge between 22°N and 52°N. — Marine Geology, 1964, v. 1.
- Shand S.J. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge. — J. Geology, 1949, v. 57.

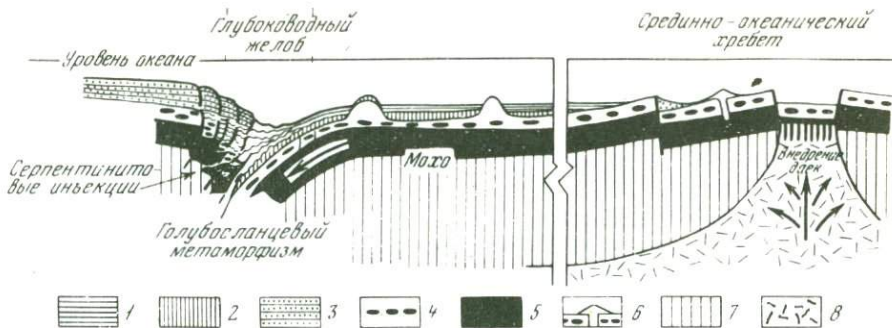
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ОФИОЛИТЫ

Широкое и быстрое развитие представлений новой глобальной тектоники (Isacks et al., 1968), получающих все новые и новые подтверждения (Сорохтин, 1974), привело к пересмотру основных положений классической геологии, в том числе теории геосинклиналей, в наиболее полном виде изложенной Ж. Обуэном (1967). В этом отношении существенным представляется пересмотр взглядов на время и место проявления раннегеосинклинального магматизма, в результате которого формируются офиолитовые комплексы. Такой пересмотр обусловлен тем, что офиолитовые комплексы, играющие существенную роль в формировании всех складчатых систем и являющиеся наиболее характерной и постоянной особенностью ранних стадий развития геосинклиналей (Обуэн, 1967), в своем строении обнаруживают большое сходство с океанической корой (Пейве и др., 1971; Мурс, Вайн, 1973; Dewey, Bird, 1970; 1971; Coleman, 1971; Dickinson, 1971).

Ранее полагали, что офиолитовая ассоциация или офиолитовая триада, выделенная Г. Штейнманном (Steinmann, 1926), представляет собой парагенетический комплекс ультраосновных пород и габброидов со спилито-диабазовыми и кремнистыми формациями. Наиболее молодыми в этом комплексе считались интрузивные ультраосновные и основные породы.

Специальными исследованиями последних лет выявлена стратиграфическая последовательность в строении офиолитовых ассоциаций пояса Вуринос в Греции (Moors, 1969), массива Троодос на Кипре (Мурс, Вайн, 1973), офиолитовых поясов Калифорнии (Bailey et al., 1970), Урала (Пейве, 1973) и др. При этом оказалось, что для всех изученных офиолитовых поясов она примерно одинакова: самое низкое стратиграфическое положение занимают серпентинизированные ультраосновные породы (гарцбургиты, дуниты, пироксениты), выше располагаются габброиды, габбро-амфиболиты, диабазы. Разрез венчается подушечными толейитами, часто зеленокаменно измененными, с подчиненным количеством кремнистых и терригенных пород, занимающих обычно самое высокое стратиграфическое положение. Иногда наблюдалось несогласное залегание подушечных лав на основных и ультраосновных породах (Мурс, Вайн, 1973; Пейве, 1973). Эти данные свидетельствуют о том, что самыми молодыми в офиолитовой ассоциации являются толейитовые базальты и кремнистые породы, возможно, генетически не связанные с нижележащей частью офиолитовой ассоциации и отделенные от нее перерывом во времени образования (Пейве, 1973).

При такой стратиграфической последовательности строение офиолитовой ассоциации легко сопоставимо с разрезом океанической коры: осадочные и кремнистые породы соответствуют слою неконсолидированных осадков (слой 1), подушечные толейитовые базальты и зеленокаменные породы спилитового состава — слою 2, габброиды, диабазы и, возможно, часть серпентинитов — слою 3, а ультраосновные породы отож-



Р и с. 1. Схема генерации океанической коры в срединно-океаническом хребте и структурных взаимоотношений в сейсмофокальной зоне (Dewey, Bird, 1970; рис. 4с, 8с)

1 — лютиты и кремни; 2 — карбонаты; 3 — флишевый клин; 4 — 2 слой океанической коры (подушечные базальты); 5 — 3 слой океанической коры; 6 — щелочные базальты; 7 — мантия; 8 — астеносфера

дествляются с верхней мантией (Пейве и др., 1971; Мурс, Вайн, 1973; Coleman, 1971). По мнению А.В. Пейве и др. (1971, с. 657), "такое сходство между разрезом океанского дна и офиолитовой ассоциацией горных пород складчатых областей континентов не может быть случайным и должно указывать на одинаковые палеотектонические условия, в которых формировались эти комплексы". Из этого следует, что офиолитовые комплексы складчатых систем являются аналогом современной океанической коры и их формирование в соответствии с представлениями новой глобальной тектоники (Isacks et al., 1968; Dewey, Bird, 1970), происходит в пределах рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

Раннегеосинклинальный вулканогенный комплекс (спилито-кератофировые и спилито-диабазовые формации) как часть офиолитовой ассоциации и соответственно океанической коры по этим представлениям, формируется в пределах срединно-океанических хребтов или на некотором удалении от них. В связи с этим А.В. Пейве и др. (1971, 1972) раннегеосинклинальную стадию развития эвгеосинклиналей выделяют как океанскую. Океаническая кора, образовавшаяся в рифтовых зонах, вместе с раннегеосинклинальным вулканогенным комплексом (офиолиты) перемещается по "спрединговому конвейеру" к окраине океана, постепенно перекрываясь осадками. На краю океана, в зоне островных дуг и глубоководных желобов, при поддвигании океанической плиты под континентальную, часть офиолитов выдавливается на поверхность по надвиговым сколам с формированием крупных тектонических пластин и меланжа (рис.1). Они-то и образуют протяженные эвгеосинклинальные зоны и офиолитовые пояса.

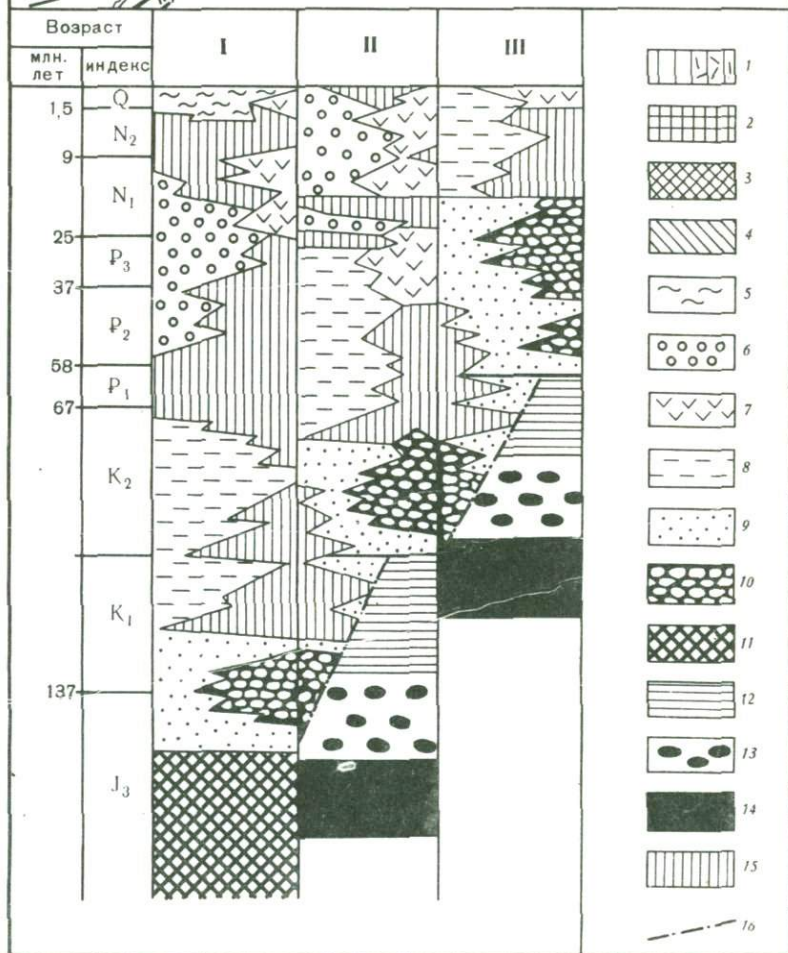
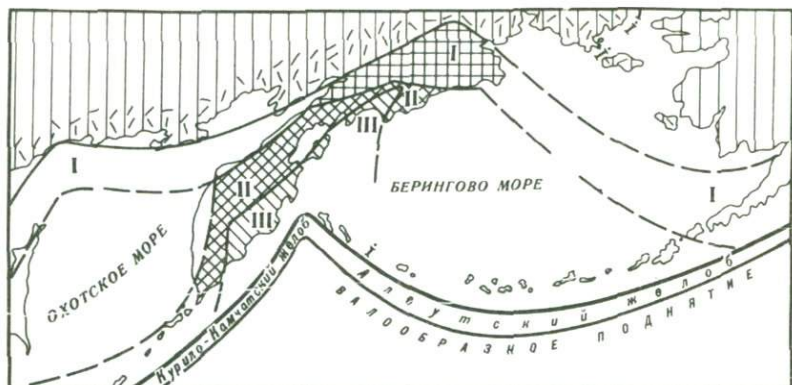
По этой модели, развиваемой рядом исследователей (Пейве и др., 1971, 1972; Dewey, Bird, 1970, 1971; Dickinson, 1971; и др.) и получившей широкое признание, место формирования раннегеосинклинальных ком-

плексов пространственно не соответствует месту последующего развития геосинклиналей: раннегеосинклинальные комплексы формируются в пределах ложа океана, а последующие геосинклинальные формации — на краю океана, в пределах глубоководных желобов и островных дуг.

Из этой модели также следует, что возраст офиолитовых комплексов, в том числе и наиболее молодых его вулканогенных членов, должен быть древнее возраста океанической коры в прилегающих участках ложа океана. Однако в ряде районов Тихоокеанского кольца наблюдаются обратные соотношения. В частности, вдоль Восточной Камчатки протягивается пояс спилитовых, спилито-кератофировых и спилито-диабазовых формаций палеоген-неогенового возраста (Вулканогенно-кремнистые..., 1974), океаническая же кора северо-западной части Тихого океана имеет меловой возраст (Dewey, Bird, 1970, фиг. 1). Это подтверждается данными глубоководного бурения — в скв. 192 на возвышенности Обручева вскрыты верхнемеловые породы. Следовательно, описанная модель, по крайней мере частично, не отражает процесс образования раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых формаций. Вряд ли можно сомневаться в том, что офиолиты как аналоги океанической коры формируются в пределах океанических хребтов, геосинклинальные же вулканогенно-кремнистые формации, по-видимому, образуются в другой структурной обстановке и значительно позже, чем часто ассоциирующиеся с ними офиолиты. При этом офиолиты обычно приурочены к надвиговым пластинам среди полей развития вулканогенно-кремнистых формаций. Чтобы проиллюстрировать это, обратимся к данным по Камчатке.

Анализ пространственно-временных соотношений геосинклинальных формаций Камчатки и Корякского нагорья позволил выделить три разновозрастные тектонические зоны: Анадырско-Корякскую, Ветвейско-Камчатскую и Восточно-Камчатскую, которые дискретно омолаживаются в сторону Тихого океана (Авдейко, 1972, рис. 1). Основой для их выделения послужила разновозрастность и пространственная разобщенность однотипных вулканогенно-кремнистых формаций. В Анадырско-Корякской зоне они имеют позднеюрско-валанжинский возраст, в Ветвейско-Камчатской — позднемеловой (сенонский) и в Восточно-Камчатской — палеоген — неогеновый. Генетическая однотипность вулканогенно-кремнистых формаций подтверждается общими особенностями состава, строения и сходными палеотектоническими условиями образования. Вулканогенные породы принадлежат к спилито-кератофировой группе формаций и характеризуются четкими петрографическими и петрохимическими особенностями, позволяющими уверенно отличать их от других вулканических формаций (Авдейко, Храмов, 1969). Отмечается пространственная и парагенетическая ассоциация их с яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, а также с массивами ультраосновных и основных пород. Ультраосновные и основные породы во всех трех тектонических зонах пользуются незначительным распространением; они вскрыты в наиболее поднятых частях антиклинорий и поперечных поднятий, имеют тектонические контакты с вмещающими породами.

Результаты структурно-формационного анализа геосинклинальных и орогенных комплексов подробно освещены нами ранее (Вулканогенно-



кремнистые..., 1974) и сведены на рис. 2. Здесь мы остановимся лишь на общих чертах строения и развития разновозрастных тектонических зон.

1. Как видно на рис. 2, для каждой из тектонических зон характерны стадии накопления комплексов вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций. Строение комплексов во всех трех тектонических зонах одно-типно. По латерали, вкрест простирания структур, терригенные, часто флишоидные формации в направлении от континента к океану сменяются кремнисто-вулканогенными. По простиранию структур также отмечается фациальное замещение кремнисто-вулканогенных образований терригенными. По вертикали обычен следующий ряд (снизу вверх): терригенные (аспидные) — кремнисто-вулканогенные — терригенные (флишоидные) формации. Вулканогенные образования этих комплексов принадлежат к спилито-кератофировой группе магматических формаций.

2. Интервалы между периодами накопления вулканогенно-кремнистых формаций в соседних тектонических зонах в абсолютной геохронологической шкале примерно одинаковы и составляют около 40 млн лет.

3. Вслед за формированием кремнисто-вулканогенных комплексов во всех трех тектонических зонах после общего или частичного подъема следуют стадии дифференциации движений: внешние (прилежащие к континенту) части тектонических зон остаются областями устойчивых прогибаний и преимущественно терригенного флишоидного осадконакопления, а внутренние — поднимаются и становятся областями сноса.

4. Время формирования вулканогенно-кремнистого комплекса в молодой тектонической зоне примерно соответствует времени проявления мелководной и наземной вулканической деятельности в грабенообразных прогибах внутренней (поднятой) части соседней тектонической зоны, что характерно для структур типа островных дуг (Эрлих, 1965). При этом, если взять две соседние тектонические зоны, то выявляется структурная зональность, свойственная системам островных дуг и глубоководных желобов. Так, прогиб молодой тектонической зоны можно рассматривать как аналог глубоководного желоба; пояс мелководного и наземного вулканизма — как вулканическую дугу; поднятые между ними участ-

Р и с. 2. Пространственное положение разновозрастных систем геосинклиналей и соотношения в них формационных комплексов

Г е о с и н к л и н а л и: I — верхнеюрского заложения; II — верхнемелового заложения; III — палеогенового заложения; 1 — мезозойды с наложенным Охотско-Чукотским вулканическим поясом (черточки); тектонические зоны: 2 — Анадырско-Корякская; 3 — Ветвейско-Камчатская; 4 — Восточно-Камчатская; ф о р м а ц и и: 5 — сублатформенные; 6 — орогенные молассоидные; 7 — вулканогенные типа островных дуг; 8 — позднегеосинклинальные (часто флишоидные); раннегеосинклинальные комплексы: 9 — терригенных формаций; 10 — кремнисто-вулканогенных формаций; ф у н д а м е н т г е о с и н к л и н а л е й: 11 — нерасчлененный гетерогенный; 12 — глубоководные осадочные образования (1 слой океанической коры); 13 — вулканогенные образования, преимущественно толейитовые базальты, часто подушечные (2 слой океанической коры); 14 — массивы основных и ультраосновных пород (3 слой океанической коры); 15 — перерывы в осадконакоплении; 16 — разломы, ограничивающие офиолитовые комплексы фундамента геосинклиналей

ки, которые сложены породами комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций более древней тектонической зоны, как невулканическую дугу, внешний прогиб древней тектонической зоны — как тыловой прогиб (см. рис. 2. Вулканогенно-кремнистые..., 1974, рис. 31, 32). Такая зональность вряд ли может быть случайной. Очевидно, сопряженные системы островных дуг и глубоководных желобов являются характерной чертой развития геосинклинальных систем Корякско-Камчатского региона. По мере прохождения определенных стадий своего развития такие сопряженные системы дискретно смещаются в сторону океана.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что геосинклинальный вулканизм спилито-кератофирового типа, по-видимому, не следует отождествлять с океаническим вулканизмом толейитового типа, в результате которого формируется 2-й слой океанической коры. Спилито-кератофировый вулканизм проявляется почти синхронно с андезитовым вулканизмом типа островных дуг в переходной зоне между континентом и океаном, с океанской стороны по отношению к островным дугам. Вероятным местом его локализации является валообразное поднятие, отделяющее желоб от ложа океана, и внутренний (океанский) склон глубоководного желоба.

Можно привести еще целый ряд данных, указывающих на отсутствие тождественности между океаническими толейитами и спилито-кератофировыми формациями.

1. Эффузивные породы спилито-кератофирового ряда имеют щелочной характер и по химизму близки к щелочным породам Гавайских островов (Авдейко, Храмов, 1969; Вулканогенно-кремнистые..., 1974). Помимо высокого содержания натрия в них часто наблюдается повышенное содержание калия (до 2%, а иногда и более K_2O), что никогда не отмечалось для лав океанической толейитовой серии.

2. В офиолитовых ассоциациях, сравниваемых с океанической корой, ведущая роль принадлежит гипербазитам и габброидам, а эффузивные члены, отождествляемые со 2-м слоем океанической коры, занимают подчиненное положение. В геосинклинальных формациях спилито-кератофирового типа, наоборот, доминируют эффузивы, а массивы ультраосновных и основных пород довольно редки.

3. Мощности геосинклинальных кремнисто-вулканогенных комплексов составляют в Анадырско-Корякской зоне около 4 км, в Ветвейско-Камчатской зоне — около 6 км и в Восточно-Камчатской зоне — около 8 км; это более чем в 2—4 раза превышает суммарную мощность 1-го и 2-го слоев океанической коры. При этом горячие нижние и холодные верхние контакты лавовых потоков с вмещающими породами свидетельствуют о нормальной стратиграфической последовательности при ненарушенном залегании.

4. Геосинклинальные вулканогенно-кремнистые формации не испытывают сколько-нибудь серьезного регионального метаморфизма. Детально изученные нами спилиты палеоген — неогенового возраста Восточной Камчатки имеют первичное позднемагматическое происхождение и практически не затронуты вторичными преобразованиями (Авдейко, Пономарев, 1974).

Необходимо отметить, что в каждой их трех тектонических зон геосинклинальные вулканогенно-кремнистые формации не являются наиболее древними образованиями. Фрагментарно вскрываются более древние породы, которые, очевидно, следует относить к комплексу пород основания или к фундаменту геосинклинальных систем (см. рис. 2). Так, на о. Карагинском (Восточно-Камчатская тектоническая зона) среди геосинклинальных вулканогенно-кремнистых и терригенных образований палеоген — неогенового возраста (Храмов и др., 1969) известны выходы верхнемеловых зеленых туфов, спилитов и кремнистых сланцев в тектонических блоках, приуроченных к крупному массиву гипербазитов и габброидов (Долматов и др., 1969). Этот массив и верхнемеловые породы, видимо, представляют собой тектоническую пластину, почти согласную с прогибанием пород, и в своем строении обнаруживают сходство с офиолитами, сравнимаемыми с океанической корой.

В хр. Тумрок (Восточная Камчатка) также известен верхнемеловой разрез, напоминающий строение океанической коры. По данным А.Е. Шанцера (1966, с. 11), "в низах видимого разреза наблюдается переслаивание ультраосновных субвулканических пород и лав — пикритов и пикритовых базальтов — с грубообломочными туфами", а выше преобладают подушечные базальты. Мощность этой части разреза около 1600 м. На них залегают туфогенно-кремнистая толща (600 м) и туфогенно-осадочные породы. В этой же толще на стыке хребтов Тумрок и Кумроч Э.Н. Эрлихом и его соавторами (1971) описан эффузивно-интрузивный комплекс основных и ультраосновных пород.

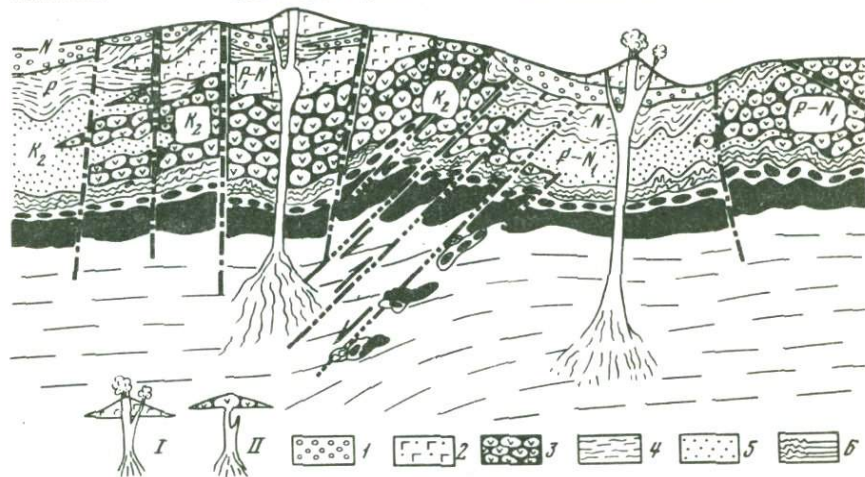
Породы меланократового фундамента эвгеосинклиналей отмечены также в хр. Кумроч, на п-ове Камчатского мыса и в других районах Восточной Камчатки (Марков и др., 1973). В хр. Кумроч породы фундамента, слагающие подошву надвиговой пластины, представлены перидотитами, амфиболитами, габбро и габбро-диабазами в сложных взаимоотношениях. На п-ове Камчатского мыса основание видимого разреза фундамента сложено полосчатыми гнейсовидными и двупироксеновыми габбро с подчиненными телами перидотитов и пластовыми телами базальтов и диабазов. "Выше залегают массивные грубополосчатые диаллаговые габбро со шпирами диаллагитов, меланократовых оливиновых габбро и жилообразными телами габбро-пегматитов. Количество пластовых тел базальтов здесь увеличивается, и по латерали они сливаются в единый силл мощностью 2500—3000 м" (Марков и др., 1973, с. 44—45).

Описанные выше разрезы фундамента геосинклинальных комплексов Восточной Камчатки успешно выдерживают сравнение со строением океанической коры и с альпинотипными офиолитовыми ассоциациями. Наряду с этим в Олюторском районе в фундамент палеоген — неогенового геосинклинального комплекса попадают породы верхнемелового геосинклинального комплекса более древней Ветвейско-Камчатской тектонической зоны (Вулканогенно-кремнистые..., 1974).

Как же можно представить себе модель развития геосинклиналей в зоне перехода от континента к океану, которая объясняла бы закономерности развития разновозрастных тектонических зон с учетом данных о строении ложа океана и систем островных дуг, а также глубоководных желобов?

Ветвейско-Камчатская тектоническая зона
Западная Камчатка

Восточно-Камчатская
Центральная
Камчатская депрессия



Р и с. 3. Принципиальная схема геотектонических позиций геосинклиналей и зон геосинклиналичного (подводного) и орогенного вулканизма Камчатки

I – современные и четвертичные наземные вулканы с подводными каналами и зонами генерации магмы; II – современные проявления подводного геосинклиналичного вулканизма с подводными каналами и зонами генерации магмы; Формации: 1 – орогенные молассоидные; 2 – вулканогенные, типа островных дуг;

Лучше всего этим условиям, как нам кажется, удовлетворяет комбинация модели Дж. Ф. Дьюи, Дж. М. Бёрда (Dewey, Bird, 1970, 1971), А.В. Пейве и др. (1971, 1972), кратко изложенной выше (см. рис. 1), с развиваемыми нами представлениями (Вулканогенно-кремнистые..., 1974; Avdeiko, 1971). В общем виде предлагаемая модель показана на рис. 3.

В океаническую стадию развития, выделяемую А.В. Пейве и др. (1971, 1972), происходит формирование фундамента геосинклиналей, представляющего собой океаническую кору. Формирование его начинается в пределах рифтовых зон, где образуются 1-й и 2-й слои океанической коры. По мере движения "спредингового конвейера", в результате продолжающегося вулканизма происходит частичное доразращивание слоя 2 и накопление слоя океанических осадков (слой 1). На краю океана, углубоководных желобов происходит поддвижение океанической плиты под континентальную, причем часть океанической коры выдавливается на поверхность по надвиговым сколам (см. рис. 3) с образованием линейно-вытянутых офиолитовых поясов.

Особенности строения и развития тектонических зон Камчатки, закономерности пространственно-временных соотношений однотипных формационных комплексов, синхронность этапов проявления геосинклиналичного вулканизма спилито-кератофирового типа в молодой тектонической зоне с андезитовым вулканизмом типа островных дуг в смежной, более древней тектонической зоне позволяют нам отождествлять гео-

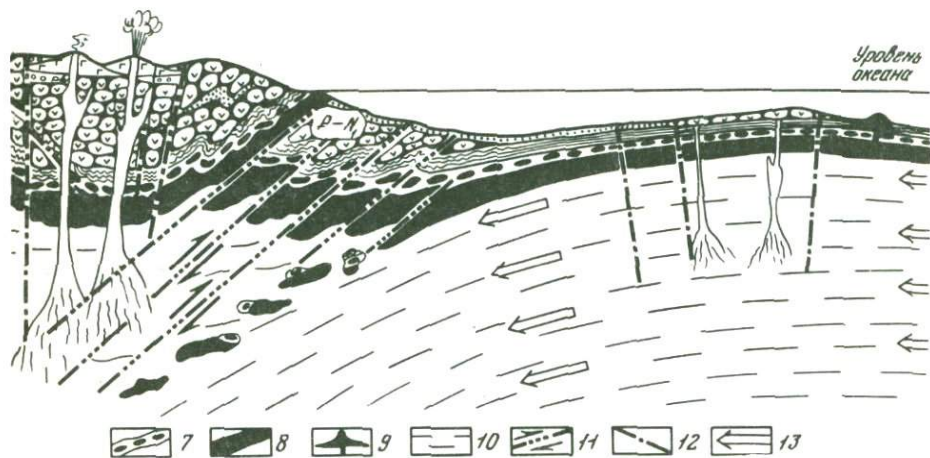
тектоническая зона

Восточная
Камчатка

Современная геосинклиналь

Курило-Камчатский
желоб

Вал
Зенкевича



3 – позднегеосинклинальные (часто флишеидные); единый комплекс раннегеосинклинальных формаций: 4 – вулканогенно-кремнистых; 5 – терригенных; океаническая кора: 6 – 1 слой; 7 – 2 слой; 8 – 3 слой; 9 – подводные вулканические горы; 10 – верхняя мантия; 11 – надвиговые сколы сейсмофокальных зон и направление современных движений по ним; 12 – разломы; 13 – направление движения литосферных плит

синклиналь на ранней стадии развития с системой глубоководный желоб – валообразное поднятие (Вулканогенно-кремнистые..., 1974). При этом валообразное поднятие вместе с океанским склоном глубоководного желоба, видимо, является эвгеосинклиналью, а желоб и его континентальный склон – миогеосинклиналью.

Эволюция развития геосинклиналей в зоне перехода от континента к океану отражает эволюцию взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит. Механизм такого взаимодействия с позиций новой глобальной тектоники можно представить в следующем виде (см. рис. 3). При сжатии двух литосферных плит сначала образуются большие пологие волны коробления. Когда напряжение сжатия превышает предел прочности пород, в наиболее слабом месте, как правило, на границе разных типов строения коры происходит скалывание и поддвигание плиты с более тяжелой океанической корой под плиту с континентальной корой. Скалывание и поддвигание, по-видимому, происходит в сейсмофокальной зоне по системе субпараллельных надвигов, осложненных более мелкими нарушениями. Преимущественно надвиговый характер движений в сейсмофокальной зоне определяется по механизму очагов землетрясений (см. статью И.Г. Симбиревой и др. в настоящем сборнике). Характерно, что угол наклона сейсмофокальной зоны и соответственно надвиговых сколов тем положе, чем мощнее кора континентального типа на надвигаемой плите (Benioff, 1954; Avdeiko, 1971).

Глубоководный желоб представляет собой поддвинутый и задавленный край океанической плиты и поэтому является поясом отрицательной изостатической аномалии. В тыловой части изгибающейся океанической плиты в результате сопротивления сжатию образуется небольшое валообразное поднятие, отделяющее желоб от ложа океана, в связи с чем здесь наблюдается слабая положительная изостатическая аномалия. Надвинутый край другой литосферной плиты (островная дуга или край континента) фиксируется поясом положительной изостатической аномалии.

Сводовый характер воздымания плит как в пределах островной дуги, так и валообразного поднятия приводит к тому, что в верхних частях сводов при общем сжатии появляются зоны растяжения с заложением глубинных разломов. На океанском склоне глубоководного желоба также отмечаются разломы, возникшие, вероятно, вследствие растяжения при изгибе плиты перед ее опусканием (Isacks et al., 1968). Наличие таких зон растяжения подтверждается сейсмологическими данными. Распределение главных нормальных осей тензора напряжений по разрезу вкрест простирания Курило-Камчатской дуги (см. статью И.Г. Симбиревой и др. в наст. сборнике, рис. 5) свидетельствует о том, что для валообразного поднятия (вал Зенкевича) и океанского склона Курило-Камчатского желоба до глубин порядка 40-50 км характерны напряжения близгоризонтального растяжения, а ниже они сменяются напряжениями сжатия. На больших глубинах под островной дугой господствуют силы сжатия, а выше, на глубинах 30-40 км — силы сжатия и растяжения примерно одинаковы по величине.

Разгрузка давления в областях растяжений под валообразным поднятием и океанским склоном глубоководного желоба приводит к возникновению зон генерации магмы, дающих начало геосинклинальному вулканизму спилито-кератофирового типа (см. рис. 3). Подъем магмы к поверхности осуществляется по разломам, а излияния ее обычно носят трещинный глубоководный характер. Необходимо, однако, отметить, что до сих пор не зафиксировано проявления активного подводного вулканизма в пределах современных валообразных поднятий. Возможно, что это связано с недостатком наших знаний. Впрочем, возможно и то, что современные геосинклинали находятся на той ранней стадии своего развития, когда глубоководные желоба и валообразные поднятия уже сформировались, а геосинклинальный вулканизм еще не начался или находится в зачаточном состоянии.

Почти одновременно с проявлением геосинклинального подводного вулканизма или несколько раньше в результате действия тех же сил горизонтального сжатия в сейсмофокальной зоне возникают области генерации магмы в результате выделения тепла при трении литосферных плит (Сорохтин, 1974) и возникновения зон растяжения в областях общего сжатия (см. ст. И.Г. Симбиревой и др. в наст. сборнике, рис. 4,5). С этих позиций находит свое объяснение сопряженность в пространстве и совпадение во времени геосинклинального спилито-кератофирового вулканизма и андезитового вулканизма островных дуг.

Снос терригенного и пирокластического материала с поднимающейся островной дугой или края континента обуславливает накопление на конти-

нентальном склоне и дне глубоководного желоба миогеосинклинальных терригенных формаций. На валообразном поднятии и океанском склоне желоба в результате подводного вулканизма в это время происходит образование эвгеосинклинальных спилито-кератофировых и кремнистых формаций. Между эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными формациями наблюдаются фашиальные переходы.

Отрицательная изостатическая аномалия в пределах желоба, образованная вследствие горизонтальных напряжений, вызывает подъемную силу, обусловленную стремлением к восстановлению изостатического равновесия. Однако те же горизонтальные напряжения не позволяют подъемной силе реализоваться в зоне поддвигания края океанической плиты, где аномалия наиболее интенсивна. В связи с этим амплитуда подъема больше на океанском склоне желоба вблизи валообразного поднятия и на самом валообразном поднятии, которое представляет собой восходящую ветвь волны сжатия и соответствует "волне вздутия" Ж. Обуэна (1967). Рост поднятия приводит к постепенной смене характера вулканических извержений — глубоководные лавовые излияния сменяются преимущественно мелководными эксплозивными извержениями (Вулканогенно-кремнистые..., 1974). При этом подъем усиливается в результате накопления вулканогенных толщ, и в конце этапа геосинклинального вулканизма отдельные вулканы появляются из-под уровня океана. При подъеме над уровнем океана валообразное поднятие становится поставщиком терригенного и пирокластического материала как в отшнуровавшийся прогиб, так и в пределы открытого океана. К этому времени вулканизм, как правило, затухает.

Накопление терригенных, вулканогенных и кремнистых образований, внедрение интрузий, складкообразование, обусловленное в основном сжатием, приводят к формированию гранитного слоя коры и соответственно к относительной консолидации территории. Надвиговые сколы уже не могут в полной мере компенсировать непрерывное сжатие, в связи с чем со стороны океана возникает новая система сколов, закладывается новая геосинклиналь (желоб с валообразным поднятием) и повторяется только что описанный цикл развития. Прогиб более древней геосинклинали при этом превращается в тыловой прогиб, в котором сначала накапливается флиш, а затем — молассы. Подробнее эволюция геосинклиналей Камчатки рассмотрена нами ранее (Вулканогенно-кремнистые..., 1974; Avdeiko, 1971).

Необходимо оговориться, что описанный механизм развития геосинклиналей возможен при условии, если верхние наиболее жесткие части океанической литосферной плиты испытывают лишь частичное поддвигание под континентальную плиту по системе субпараллельных сколов (см. рис. 3), а максимальное поддвигание характерно для наименее вязкой астеносферы. При этом допущении удастся увязать все основные положения классической теории геосинклиналей с современными представлениями новой глобальной тектоники. Становятся понятными и дискретная миграция в пространстве и времени геосинклиналей в направлении от континента к океану, и миграция бассейнов осадконакопления в каждой из геосинклиналей в противоположном направлении, и характер

пространственно-временных соотношений вулканизма различных типов, и смена глубоководных лавовых излияний мелководными эксплозивными извержениями.

С этих позиций находят свое объяснение также случаи полициклического характера развития геосинклиналей. Полициклическое развитие наблюдается тогда, когда новые надвиговые сколы с образованием систем островных дуг, глубоководных желобов и валообразных поднятий подрезают более древние системы, либо когда наблюдается подновление сколов. Так, на Южной Камчатке, северо-западные структуры Ветвейско-Камчатской и Восточно-Камчатской тектонических зон подрезаются Курило-Камчатским глубоководным желобом, а в пределах Корякского нагорья северо-восточные нижнемеловые структуры Анадырско-Корячской зоны подрезаются верхнемеловыми структурами Ветвейско-Камчатской зоны (см. рис. 2). Обычно же при заложении новой системы надвиговых сколов и нового желоба островная дуга формируется на месте бывшего валообразного поднятия. При этом наблюдается наследование зон вулканизма и областей терригенного осадконакопления: валообразное поднятие, в котором был локализован геосинклинальный подводный вулканизм, превращается в островную дугу с андезитовым типом вулканизма, а глубоководные терригенные осадки желоба постепенно сменяются более грубыми осадками тылового прогиба.

В результате разобранного характера развития геосинклиналей в зоне взаимодействия двух сближающихся плит с разным типом строения коры происходит последовательное приращение геосинклиналей к континентальной плите.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. Тектонические зоны Камчатки. — "Геология и геофизика", 1972, № 4.
- Авдейко Г.П., Пономарев Г.П. К проблеме петрогенеза спилитов и кератофиров. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Авдейко Г.П., Храмов Н.А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука", 1969.
- Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка). — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 5.
- Марков М.С., Богданов Н.А., Колосков А.В., Некрасов Г.Е., Пополитов Э.И., Разницын Ю.Н., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю. Фундамент островных дуг и эвгеосинклиналей северо-востока Азии. — Тезисы докладов междунар. симп.: Офиолиты в земной коре. М., "Наука", 1973.
- Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., "Мир", 1967.
- Пейве А.В. Офиолиты в структуре земной коры. — Тезисы докладов междунар. симп.: Офиолиты в земной коре. М., "Наука", 1973.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суво-

- ров А.И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — "Сов. геология", 1972, № 12.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., "Наука", 1974.
- Храмов Н.А., Флоренский И.В., Салин Ю.С. К методике картирования геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., "Наука", 1969.
- Илангер А.Е. О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., "Наука", 1966.
- Эрлих Э.Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — "Геотектоника", 1965, № 1.
- Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш. Меймечиты Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 2.
- Avdeiko G.P. Evolution of geosynclines on Kamchatka. — Pacific Geology, 1971, N 3.
- Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure — additional evidence from seismology. — Bull. Geol. Soc. Am., 1954, v. 65, N 5.
- Bailey E.H., Blake M.C., Jr., Jones O.L. Onland Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 700—C, 1970.
- Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5.
- Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 14.
- Dewey J.F., Bird J.M. Origin and emplacement of the ophiolite Suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 14.
- Dickinson W.R. Plate tectonic models of geosynclines. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1971, v. 10, N 2.
- Isaks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.
- Moors E.M. Petrology and structure of the vourinos ophiolitic complex of northern Greece. — Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 1969, v. 118.
- Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge. — Rept. Int. Geol. Congr., 14th, v. 2. Madrid, 1926.

А.М. Городницкий, О.Г. Сорохтин

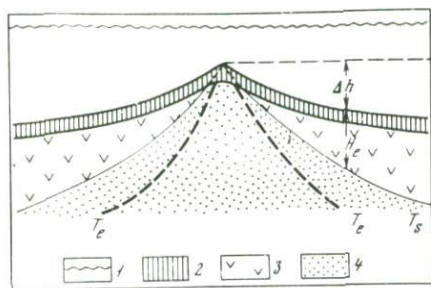
Институт океанологии АН СССР

МАГМАТИЗМ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР И ОСТРОВОВ

Одной из характерных черт геологического строения земной коры является широкое распространение на дне Мирового океана подводных вулканов и вулканических островов.

Их образование непосредственно связано с возникновением и последующим развитием океанической коры, с процессами, определяющимися глобальными закономерностями геологической эволюции.

Согласно современной теории мобильных литосферных плит, тектоническая активность Земли обусловлена перемещением систем литосферных плит по поверхности астеносферы. Причиной этого перемещения являются астеносферные течения, возникающие в мантии за счет плотностной конвекции. В свою очередь, плотностная конвекция вызывается



Р и с. 1. Модель строения океанических литосферных плит

1 — уровень океана; 2 — океаническая кора; 3 — литосфера; 4 — астеносфера (вертикальный масштаб искажен)

химико-гравитационной дифференциацией мантийного вещества на границе ядро — мантия — процессом, ведущим к расслоению Земли и росту ядра за счет мантии.

Мощные процессы конвективных движений в глубинах мантии должны приводить к возникновению механических напряжений и деформации верхней жесткой оболочки Земли, литосферы. С деформациями литосферных плит и с сопутствующими им явлениями связано происхождение практически всех глобальных морфоструктур на поверхности Земли и прежде всего — океанических впадин.

В результате действия сил вязкого трения между литосферой и движущимся веществом астеносферы в литосферной оболочке Земли возникают разломы, разделяющие ее на отдельные плиты.

При раздвижении литосферных плит между ними возникает трещина разрыва, в которую внедряется вещество верхней мантии.

Образование литосферных плит объясняется охлаждением и полной кристаллизацией базальтовой составляющей вещества астеносферы (пиrolита верхней мантии) (Сорохтин, 1972). Поэтому мощность литосферы можно определить по температуре солидуса базальтов T_s , если известна исходная температура T_a вещества астеносферы. Ввиду того что температура астеносферы известна нам только приблизительно (по наиболее современным оценкам на глубине 100 км она колеблется от 1250 до 1400°), при определении мощности литосферы лучше пользоваться предположениями, что температура астеносферы соответствует температуре ликвидуса базальтов на глубине этого слоя ($T_a = T_e$) и что температуры солидуса и ликвидуса базальтов возрастают с глубиной примерно в равной степени ($T_s/T_e = \text{const}$).

Кристаллизационная модель хорошо соответствует наиболее вероятному механизму образования литосферных плит. Мощность литосферы в этой модели определяется глубиной охлаждения и кристаллизации пиrolита и, следовательно, зависит от времени экспозиции вещества мантии на поверхности Земли. Вследствие этого мощность литосферы под срединно-океаническими хребтами не является постоянной, а увеличивается по мере удаления от рифтовой зоны. Поскольку кристаллизация силикатов вызывает повышение их плотности, с увеличением мощности литосферы при удалении от оси рифта уровень ее поверхности должен понижаться (рис. 1). Из равенства гидростатических давлений на любом

уровне под литосферной плитой можно определить разность высот рельефа срединно-океанического хребта в зоне гребня и в любой точке склона.

Рассмотрим теперь, как влияет описанный выше механизм образования литосферных плит на процессы базальтового вулканизма.

В соответствии с расчетами кристаллизация базальтовой составляющей вещества астеносферы лерцолитового или пиролитового состава увеличивает плотность этого вещества на $0,08-0,09 \text{ г/см}^3$ (при содержании в лерцолите или пиролите $20-25\%$ базальтовой фракции). Поэтому при образовании литосферных плит вследствие полного охлаждения и кристаллизации вещества астеносферы возникает ситуация гравитационной неустойчивости, так как вещество астеносферы ($\delta = 3,22 \text{ г/см}^3$) оказывается перекрытым сверху более тяжелыми породами литосферы ($\delta = 3,3 \text{ г/см}^3$). В результате возникшей неустойчивости происходит выжимание легких базальтовых жидкостей из верхних слоев астеносферы на поверхность океанического дна.

Мощность деятельного слоя астеносферы, из которого будут удаляться базальтовые жидкости, определяется глубиной развития разрывных деформаций в вязком веществе астеносферы. Предельная скорость деформации ее, отвечающая началу образования хрупких расколов при растяжении, определяется простой зависимостью $e = \delta_s / \eta_a$, где δ_s — предел прочности вещества на разрыв, η — вязкость астеносферы. В рассмат-

риваемой модели процесса $e = \frac{2v_e}{\Delta N_a}$, откуда $\Delta N_a = \frac{2v_e \eta_a}{\delta_s}$. Вблизи точки

плавления прочность на разрыв невелика, поэтому для лерцолитов астеносферы можно принять нижний предел напряжений, приводящих к землетрясениям, равным $\delta_s = 10^7 \text{ дин/см}$. Принимая $v_e = 2 \div 5 \text{ см/год}$ и $\eta_a = 0,5 \times 10^{20}$ пуаз, получим $N_a = 6 \div 15 \text{ км}$.

За время развития рифтовой долины, составляющее около 10^6 лет, согласно расчету образуется слой литосферы мощностью около 9 км. Следовательно, глубина источников базальтового вулканизма под рифтовыми зонами составляет в среднем 15–25 км.

При раздвижении литосферных плит наиболее ослабленной зоной будет являться рифтовая долина, так как именно в этом месте мощность новообразующейся литосферы минимальна. Поэтому образующиеся в долине базальтовые покровы всегда будут линейно вытянуты и симметричны в отношении оси рифта. Ширина каждого базальтового покрова, определяемая бортами долины, в среднем 30–40 км. На флангах хребта она — вдвое меньше: 15–25 км. В сумме вся толща базальтовых покровов образует единый "базальтовый" слой на поверхности океанической литосферной плиты, второй океанический слой.

При остывании базальты намагничиваются по направлению магнитного поля, одновременно с их образованием. При этом линейно-вытянутые базальтовые покровы создают полосчатые линейные магнитные аномалии шириной 15–20 км.

Все базальты срединно-океанических хребтов представлены толеитами и глиноземистыми базальтами (Engel C., Engel A., 1963; Шейнманн,

1968; Виноградов, Удинцев и др., 1969; Дмитриев, Шараськин, Фарафонов, 1969), свидетельствующими о том, что под рифтовыми зонами их зарождение происходит на сравнительно небольшой глубине и базальты не успевают дифференцироваться в процессе остывания. Это подтверждается экспериментальными данными Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда (1968, 1972), согласно которым при частичном плавлении пиролита на малых глубинах от него отделяется кварц-толеитовая магма. На несколько больших глубинах (15–35 км) вблизи температур солидуса пиролита, в пределах деятельности слоя, под рифтовой зоной в астеносфере должны выделяться высокоглиноземистые толеитовые базальты, содержащие 10% нормального оливина.

Приведенной закономерностью можно объяснить существенно толеитовый состав вулканов, образующихся в районах гребней срединно-океанических хребтов, широкое развитие высокоглиноземистых оливиновых толеитов на их склонах, а также приуроченность кварцевых толеитов непосредственно к рифтовым ущельям. Видимо трещины, по которым поднимаются базальтовые жидкости, компенсирующие гравитационную неустойчивость разрастающейся литосферы, во всех случаях вскрывают сначала только верхние слои астеносферы. Вследствие этого на поверхность в первую очередь выжимаются только расплавы с самых верхних слоев астеносферы, а затем после их гравитационного уравнивания с литосферой уровень магмообразования опускается ниже; ближе к подошве деятельного слоя астеносферы ($H=30$ км). Поэтому по этой схеме кварц-толеитовые базальты всегда должны изливаться первыми и обнажаться лишь в некоторых молодых рифтовых ущельях. Сверху второго слоя и на его поверхности должны залегать высокоглиноземистые оливиновые толеиты, продукты последней стадии рифтового магматизма. Такое положение глиноземистых базальтов может объяснить их широкое распространение на дне океанов.

Общий объем вулканического материала, связанного с рифтовыми зонами, составляет около 4 км^3 в год (Менард, 1971), т.е. в 4 раза больше, чем на суше, несмотря на то, что толеитовые вулканы в осевой части срединных хребтов, как правило, сравнительно невелики. Это, по-видимому, объясняется тем, что в области, примыкающей к рифтовой зоне, мала мощность литосферы и соответственно сила выдавливания расплава.

Предельную высоту вулканов, образующихся в зоне срединно-океанических хребтов, можно оценить на основе равенства

$$\rho_w (H_e + H) + \rho_0 (h - H) = \rho_e H_e + \rho_0 h^1$$

где H_e — мощность литосферы (10 км); H — высота вулкана; h — глубина дна океана у подножия вулкана; ρ_e — плотность литосферы ($3,3 \text{ г/см}^3$); ρ_w — плотность базальтовой магмы ($2,8 \text{ г/см}^3$); ρ_0 — плотность воды ($1,0 \text{ г/см}^3$). Преобразуя это равенство, получим

$$H = H_e \frac{\rho_e - \rho_w}{\rho_w - \rho_0}, \quad H = \frac{10 \cdot 0,5}{1,8} = 2,8 \text{ км}.$$

¹Формула была предложена в июле 1974 г.

При увеличении мощности литосферной плиты в направлении от оси хребта к его подножию высота вулканов увеличивается. При этом высокие горы обычно формируются при низких скоростях разрастания (2–3,5 см/год), в то время как пологие вулканические постройки меньшей высоты образуются при высоких скоростях разрастания. Состав вулканов, возникающих на срединных хребтах, на протяжении 10–20 км дрейфа обычно меняется незначительно.

В схеме описанной выше модели возникновения и развития литосферных плит остановимся на базальтовом вулканизме и процессах образования подводных вулканов и океанических островов в глубоководных океанических котловинах, в пределах "нормальной" океанической коры. Глубоководными котловинами мы называем участки океанического дна, расположенные между срединными хребтами и краевыми структурами, окаймляющими океаны. В молодых океанах – Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом – трудно провести четкую границу между срединно-океаническими хребтами и глубоководными абиссальными котловинами. К абиссальным котловинам этих океанов обычно относят периферийные участки океанического дна, перекрытые осадками. Если мощность осадков в котловинах невелика, рельеф вулканов в их пределах определяется той же закономерностью, что и на склонах срединно-океанического хребта. Если мощность осадков значительна, то необходимо учесть изостатическое прогибание литосферных плит под тяжестью осадочного чехла.

В более древнем Тихом океане фундаментом абиссальной впадины в центральной и западной его частях служит мезозойская океаническая платформа или талассократон, ограниченный цепочками подводных гор (Императорские подводные горы, Гавайский хребет, о-ва Туамоту) и соприкасающийся с востока с молодой кайнозойской литосферной плитой, образующей дно в восточной и южной частях океана.

По мере раздвижения литосферных плит от рифтовых зон происходит образование гайотов – подводных вулканов с плоскими вершинами, возникших ранее в районе гребней срединно-океанических хребтов и сместившихся затем вместе с литосферной плитой в глубоководные районы океана (Menard, 1969). Поскольку в гайотах вершины вулканов обычно достроены коралловыми рифам высота которых может достигать сотен метров, то глубина погружения плоской вершины гайота не может превышать

$$H_{gt} < H_e \frac{\rho_e - \rho_a}{\rho_a - \rho_w},$$

а для молодых гор ($t_{gt} < 80 \times 10^6$ лет) имеет $h_{gt} < 0,00622 \sqrt{t}$.

Для глубоководных котловин характерно образование цепочек подводных гор, преобразованных в процессе своего развития в вулканические хребты, вытянутые вдоль трансформных разломов и связанных с ними разрывных нарушений. Типичным примером такого рода образований могут служить Гавайские острова.

На основании обобщения исследований Х. Винчелла, Г. Макдональда, Р. Кацуры и Х. Пауэрса Ю.М. Шейнманн (1968) выделил в пределах вулканической серии Гавайских островов три последовательных этапа эволюции первичной толеитовой магмы. На первом этапе изливаются толеитовые базальты, затем их сменяют оливиновые базальты, а на последнем этапе — происходит излияние щелочных (нефелиновых) базальтов и базанитов.

Как показывают данные расчетов мощности литосферы, в районах глубоководных впадин она достигает 40–70 км. Поэтому источники базальтового вулканизма здесь залегают на глубинах, превышающих 40–70 км, и их химизм полностью определяется РТ условиями, существующими в слоях астеносферы, подстилающих нормальную литосферную плиту. На подошве литосферы температура мантии должна соответствовать температуре солидуса самых легкоплавких базальтовых фракций. С глубиной температура астеносферы увеличивается, приближаясь к температуре ликвидуса недифференцированных первичных базальтов. Вследствие этого можно предположить, что температурная дифференциация базальтовых магм, возникающая вследствие фракционной кристаллизации тугоплавких компонентов, в астеносфере с глубиной постепенно уменьшается. Поэтому последовательная эволюция дифференцированных базальтовых лав в вулканических сериях островов глубоководных (или, как их называют, внутренних) районов океана может быть объяснена последовательным изменением глубины трещин и эруптивных каналов, дренирующих астеносферу.

Подводные вулканы глубоководных котловин и вулканические острова обычно располагаются вдоль трансформных разломов, являющихся боковыми границами литосферных плит, или связанных с ними систем дизъюнктивных нарушений. Глубинные разломы в местах активных подвижек литосферных плит могут проникать и в астеносферу. Если разломы достигают глубины поверхности температуры ликвидуса базальтов, то вулканические извержения будут начинаться с подъема под большим напором недифференцированных магм и завершаться относительно более спокойным излиянием остаточных (надсолидусных) лав. Это явление объясняется тем, что гидродинамическое давление базальтовых магм в эруптивном канале определяется распределением максимального гидростатического давления на подошве разлома вдоль всей длины выводного канала $H_p + \Delta H$ (где ΔH , — высота подводного вулкана или вулканического острова), а гидростатическое давление во вмещающих породах зависит только от веса вышележащих слоев астеносферы и литосферы (поскольку в пластичной астеносфере влиянием веса острова можно пренебречь). В результате этого гидродинамическое давление магмы в эруптивном канале вулкана на всех уровнях выше основания разлома превысит гидростатическое давление во вмещающих породах (рис. 2). Возникшее при этом избыточное давление $\Delta P = P - P(H_g)$ будет препятствовать поступлению в эруптивный канал магм из всех горизонтов, вскрытых трещиной, кроме самого низкого.

Избыточное давление в вулканическом канале островного вулкана на уровне астеносферы легко найти по несложной зависимости

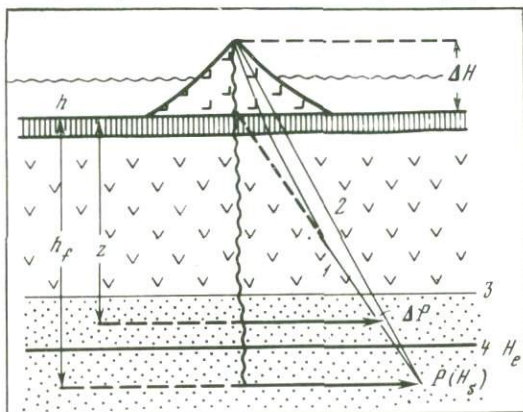
$$\Delta P_z = \tilde{\rho}_q \left[\frac{z + \Delta H}{h_f + \Delta H} h_f - z \right]$$

где $\tilde{\rho} = [\rho_e H_e + \rho_a (h_f - H_e) + \rho_w h] / [h_f + h]$ — средняя плотность слоя; h — глубина океана, h_f — глубина разлома; ΔH — высота острова (h и ΔH отсчитываются от поверхности литосферы, как это показано на рис. 2). Из этой формулы также следует, что при образовании покровных излияний на дне океана, как, например, в рифтовых зонах, ($\Delta H = 0$), никакого избыточного давления в магматическом канале не возникает. Это явление характерно только для вулканов, у которых $H \neq 0$.

Избыточные давления в магматических каналах высоких вулканических построек, подводных или надводных, могут достигать значительных величин. В качестве примера можно привести вулкан Мауна-Лоа из числа Гавайских вулканов. Его высота над уровнем моря равна 4,16 км, средняя глубина океана вокруг острова $h = 5$ км ($\Delta H = 9,16$ км). По сейсмическим данным установлено, что магмы в вулкане поднимаются примерно с глубины от 58–66 до 43–44 км (Шейнмани, 1968), поэтому можно принять $h_f = 60$ км, $z = 40$ км. В этом случае во время подъема магмы с глубины 60 км на глубине $z = 40$ км возникает избыточное давление порядка 800 бар. При таком давлении должно произойти тампонирующее стенок магматического канала и полное прекращение поступления базальтовых жидкостей со всех вышележащих горизонтов, кроме самого нижнего.

Время жизни разлома в астеносфере ограничивается временем релаксации напряжений в веществе астеносферы $\tau_\eta = \frac{\eta_a}{\mu_a}$. В соответствии с выполненными оценками вязкость астеносферы примерно равна $0,5 \times 10^{20}$ пуаз, а модуль жесткости для верхних слоев астеносферы по Р. Хаддону и К. Буллену можно принять $M = 0,68 \times 10^{12}$ дин/см² (Haddon, Bullen, 1969). В этом случае $\tau = 2,3$ года. Это время является предельным временем вулканического цикла. Поэтому вскоре после возникновения астеносферной трещины и подъема по ней глубинных магм сама трещина начинает постепенно уменьшаться в размерах, залечиваясь снизу вверх, по-

Р и с. 2. Схема распределения давлений в эруптивном канале вулканического острова
1 — гидростатическое давление; 2 — гидродинамическое давление; 3 — изотерма солидуса базальтовой магмы (подошва литосферы); 4 — изотерма ликвидуса базальтовой магмы (поверхность недифференцированной астеносферы). Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и в тексте



скольку внизу вязкость пород минимальная, а гидростатическое давление — максимальное.

По мере залечивания трещин последовательно происходит уменьшение давления в эруптивном канале и снимается избыточное давление на все более высоких горизонтах, что открывает доступ на поверхность все более охлажденным магмам, пока процесс не завершится излиянием последних наиболее дифференцированных магм (надсолидусных). При этом активность вулканического процесса с течением времени угасает, фонтанируют только первые глубинные разности лав, которые к концу цикла сменяются вялыми излияниями верхних щелочных дифференциатов. В том случае, если мощность литосферы велика, излияния крайних членов базальтового ряда может вообще не быть.

Предложенная модель образования океанической коры на основе тектоники литосферных плит позволяет объяснить механизм возникновения и развития подводных вулканов в зонах срединно-океанических хребтов и глубоководных котловин Мирового океана и установить основные закономерности формирующих их вулканических циклов. Различная глубина проникновения трещин в астеносферу, по-видимому, является основным фактором, обуславливающим различный петрологический состав и морфологию указанных двух типов подводных и надводных океанических вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В., Канаев В.Ф., Непрочнов Ю.П., Петрова Г.Н., Рыкунов Л.Н., Коган Л.П.* Строение рифтовых зон Индийского океана и их место в Мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 10.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Фарафонов М.М.* Коренные породы рифтовых зон Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2.
- Менард Г.В.* Дно океана. — В кн.: Океан. М., 1971.
- Сорохтин О.Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Серия физика Земли, 1972, № 7.
- Шейнманн Ю.М.* Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шейнманн Ю.М.* Об условиях развития магм. — Изв. АН СССР. Серия "физика Земли", 1970, № 5.
- Engel C.G., Engel A.E.* Basalts dredged from the northwestern Pacific Ocean. — Science, 1963, v. 140.
- Haddon R.A.W., Bullen K.E.* An Earth model incorporating free Earth oscillation data. — Phys.Earth. Planet. Interiors., 1969, v. 2.
- Menard H.W.* The deep-ocean floor. — Scient. Am., 1969, v. 22 i, N 3.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ В СВЯЗИ С ЕЕ ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Ключевская группа вулканов — один из довольно хорошо изученных геологическими методами район активного вулканизма. Работами А.Н. Заварицкого (1955), В.И. Влодавца (1940), Б.И. Пийпа (1956), Г.С. Горшкова (1958) и их многочисленных учеников были выявлены общие геолого-структурные и петрохимические особенности вулканитов этой группы. Из немногочисленных геофизических работ, проливающих свет на глубинное строение вулканических аппаратов, следует отметить исследования Г.С. Горшкова (1958) и Е.К. Мархинина с соавторами (1963). Рассмотрением взаимосвязи поверхностных проявлений вулканизма с глубинным строением занимались К.М. Тимербаева (1967), В.А. Ермаков (1970) и др. В 1970–1972 гг. Институт вулканологии совместно с САХКНИИ ДВНЦ АН СССР в районе Ключевской группы вулканитов провел глубинное сейсмическое зондирование. Результаты этих исследований частично уже опубликованы (Утнасин, Балеста и др., 1974).

В настоящей работе на основании данных ГСЗ и комплексных геолого-геофизико-геохимических исследований предпринята попытка объяснить зависимость некоторых особенностей вулканизма Ключевской группы от глубинного строения вулканических аппаратов.

Сейсмологический разрез, показывающий слоисто-блоковую структуру земной коры под Ключевской группой вулканов на основании материалов ГСЗ и геологических данных, представлен на рис. 1.

Земная кора района, по этим данным, имеет мощность 25–32 км и относится к континентальному типу. Поверхность М в виде единой границы раздела не выражена и характеризуется переходной зоной мощностью 10 км. Выше располагается "базальтовый" слой мощностью до 8 км. Поверхность "базальтового" слоя полого воздымается в направлении с запада на восток, несколько повторяя рельеф "переходной" зоны. Выше границы Конрада, залегает "гранитный" слой, имеющий мощность до 20–22 км в западной части района. Кровля "гранитного" слоя в районе Центрально-Камчатской депрессии образует четко выраженное синклиналичное погружение; в районе вулканической группы поверхность слоя залегает на глубине около 4 км, образуя пологое антиклинальное поднятие.

Отложения мела (K_{1-2}) мощностью от 2 до 4 км под вулканами Ключевской группы залегают в виде антиклинальной складки. Ось складки протягивается, воздымаясь в северо-западном направлении, и в районе вулканов Харчинской группы меловые отложения, по-видимому, очень близко подходят к поверхности. Границу раздела с $V_T = 4,6$ км/сек в верхней части разреза возможно отождествлять с кровлей палеогеновых (Ф) вулканогенно-осадочных образований, в этом случае мощность их

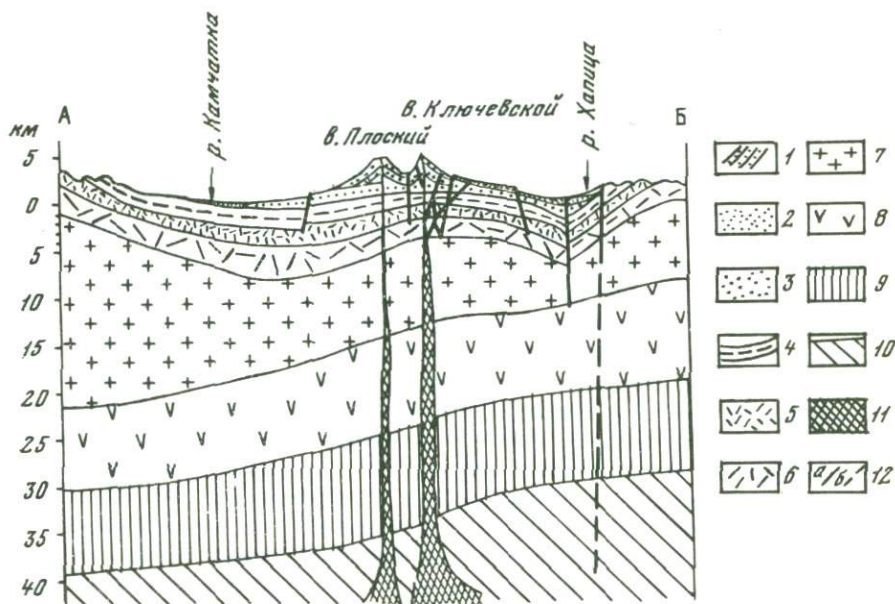


Рис. 1. Схематический геологический разрез по линии А-Б на рис. 2

1 — вулканические образования аккумулятивных построек; 2 — современные рыхлые образования; 3 — четвертичные отложения (Q_1-Q_4); 4 — неогеновые отложения (N); 5 — палеогеновые отложения (P); 6 — верхнемеловые отложения (K_2); 7 — "гранитный" слой; 8 — "базальтовый" слой; 9 — переходная зона; 10 — поверхность Мохоровичича; 11 — магматические каналы (сквозькоровые разломы); 12 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые

под Ключевской группой вулканов составляет не более 1,5 км. Мощность неогеновых отложений примерно такая же. Граница раздела с повторяющимися скоростями $V_T = 1,8 \div 4,0$ км/сек указывает на существующие неоднородности в толще неогеновых пород, вызванные чередованием пачек терригенных и вулканогенных пород различного состава. Под северо-восточной частью Ключевской группы вулканов в районе Хапиченской депрессии отложения К — Р — N образуют асимметричную синклиналичную складку. Здесь мощность Р — N отложений, по-видимому, достигает максимальной величины.

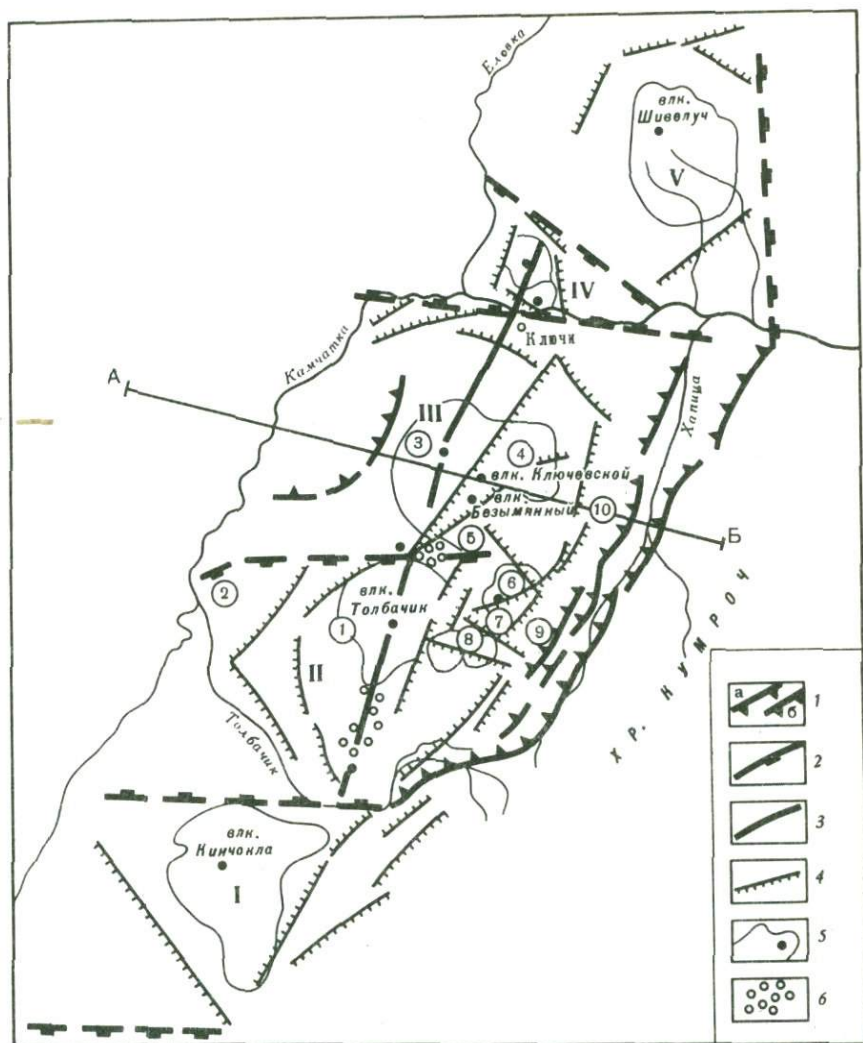
Сейсмическими исследованиями обнаружен сквозькоровый разлом, проходящий через зону ареального вулканизма, вулканы Острый и Плоский Толбачики; по-видимому, далее этот разлом протягивается к вулкану Плоскому и уходит к вулканам Харчинской группы, но не исключена возможность существования аналогичной связи с Ключевским вулканом. Данные ГСЗ подтвердили существование серии глубинных ступенчатых разломов с амплитудой сброса до 1 км, ограничивающих с востока вулканическую группу, и опровергли мнение о существовании глубинного разлома на Западной окраине Ключевской группы вулканов.

Под Ключевским вулканом, по сейсмическим данным, на глубинах 20–50 км устанавливается аномальная зона с поперечником около 2 км, в пределах которой сейсмические границы в земной коре и верхней мантии не прослеживаются. Эта зона, вероятно, служит подводящим каналом, питающим Ключевской вулкан из подкорового источника, располагающегося, по данным геофизики, по-видимому, на глубинах 50–70 км. Под вулканом Безымянным сейсмическими исследованиями на глубине от 10 до 20 км также обнаружена аномальная зона, отождествляемая с периферическим магматическим очагом, не имеющим прямой связи с верхней мантией. Весьма возможно, что очаг имеет связь с зоной питания Ключевского вулкана.

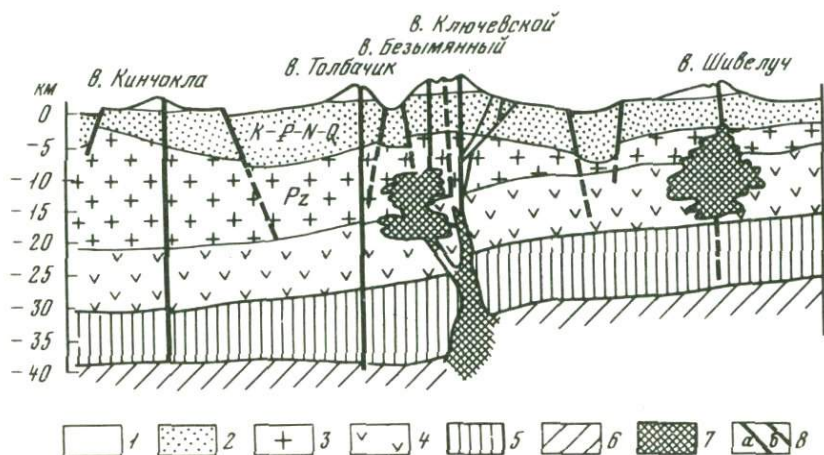
Известно, что поверхностное проявление структур есть в какой-то степени отражение глубинного строения. Поэтому нами на основании данных ГСЗ и анализа всего предшествующего геолого-геофизического материала (Влодавец, 1940; Пийп, 1956; Тимербаева, 1968; Ермаков, 1970) составлена тектоническая схема, в основу которой положен принцип мозаичного строения фундамента вулканической группы (рис. 2). В пределах рассматриваемого участка по геологическим данным и дешифрированию аэрофотоснимков мы выделяем пять мозаичных глыб (Кинчоклокская, Толбачинская, Ключевская, Харчинская, Шивелучская), разделенных разломами широтного и северо-западного простирания. Заложение разломов произошло, по-видимому, в Камчатскую фазу тектогенеза ($K_2 - P$). Линии разломов, разделяющих глыбы, как правило, геоморфологически выражены долинами рек Толбачик, Студеная, Камчатка, Ильчинец. Разломы, проходящие по рекам Толбачик, Камчатке, перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений и фиксируются линейными зонами магнитных аномалий. Мозаичные глыбы представляют собой структуры типа горстов (Кинчоклокская, Ключевская или Центральная, Шивелучская) и грабенов (Толбачинский, Харчинский), приподнятых или опущенных одна относительно другой и фиксируемых по гравиметрическим данным. Расположение выделенных мозаичных глыб относительно домелового фундамента и между собой определяет основные структурные особенности района.

Присутствие домелового фундамента в разрезе земной коры заставляет полагать, что рассматриваемая территория за прошедшее геологическое время испытала сложное геосинклинальное развитие, в результате которого были сформированы "гранитный" и "базальтовый" слои. Учитывая общие геологические данные состава ксенолитов, в большом количестве представленных во взрывных отложениях вулканов группы, можно полагать, что "гранитный" и "базальтовый" слои состоят из палеозойских формаций и по вещественному составу сходны с домезозойским комплексом метаморфических пород, выходящих на поверхность в Срединном и Ганальском хребтах и на Хавывенской возвышенности (Гнибиденко, 1968). Находка палеозойских спор ($C_1 D_{1-2}$) в метаморфитах Срединного хребта Камчатки (Сиверцева, Смирнова, 1974), кажется, однозначно решает вопрос о возрасте этих образований.

Вещественный состав ксенолитов вулканов Шивелуча, Безымянного, Зиминых сопки относится к ряду пироксенит-габбро-амфиболит, причем



Р и с. 2. Схема тектонического строения района Ключевской группы вулканов
 1 – разломы: а – установленные; б – предполагаемые ступенчатые, ограничивающие сводоглыбовое поднятие Ключевского дола; 2 – структурные (мелового фундамента); 3 – глубинные сквозькоровые, контролирующие вулканизм центрального и ареального типа; 4 – ограничивающие отдельные блоки в пределах глыб; 5 – границы вулканических построек; 6 – зоны ареального вулканизма; г л ы б ы: I – Кинчоклокская; II – Толбачинская; III – Ключевская; IV – Харчинская; V – Шивелучская; б л о к и (цифры в кружочках): 1 – Толбачинский; 2 – р. Студеной; 3 – Северо-Западный (вулканы Ближний и Дальний Плоские); 4 – Ключевской; 5 – Безымянного; 6 – вулканов Зиминых; 7 – Удинский; 8 – Удинских вулканов; 9 – Хапиченский; 10 – Хапиченская депрессия



Р и с. 3. Схема глубинного строения района Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч по профилю вулканов Кинчокла и Шивелуч

1 – вулканические образования аккумулятивных построек; 2 – вулканогенно-осадочный слой (К–Р–N–Q); 3 – “гранитный” слой (Pz); 4 – “базальтовый” слой (Pz); 5 – переходная зона (смешанная короно-мантйная); 6 – верхняя мантия; 7 – магматические камеры, каналы; 8 – разрывные нарушения

подавляющее количество ксенолитов отвечает составу амфиболит – сланцевый амфиболит (роговообманковый сланец). Известно, что глубина формирования амфиболитовой фации составляет 22–38 км, что отвечает давлению 6–10 кбар и совпадает с сейсмическими данными о глубине залегания “базальтового” и низов “гранитного” слоев. По-видимому, можно считать, что основную часть базальтового и нижние горизонты гранитного слоев составляют породы амфиболитовой фации. Весьма возможно, что подошва “базальтового” слоя отвечает гранулитовой ступени метаморфизма, однако среди ксенолитов представителей гранулитовой фации пока что не найдено.

Надо отметить, что в ксенолитах постоянно обнаруживаются следы плавления, указывающие на процесс “магматического замещения”, происходящего в амфиболитовой фации. На глубинах, отвечающих амфиболитовой фации, располагается промежуточный очаг вулкана Безымянного; на таких же глубинах, исходя из общих геологических соображений, находится очаг вулкана Шивелуч, который по всем признакам идентичен вулкану Безымянному. На предлагаемой схеме (рис. 3) показан (по данным ГСЗ и геологической обстановки района) принципиальный разрез земной коры в направлении с юго-запада на северо-восток через район Ключевской группы вулканов и вулкан Шивелуч.

Среди вулканитов Ключевской группы по петрохимическим особенностям выделяются две серии пород: первая – базальт – андезитобазальтовая (вулканы Толбачик, Плоские, Ключевская, Камень, арельные образования); вторая – базальт – дацитовая (Безымянный, Зимины, Большая и Малая Удины).

Сопоставление средних значений некоторых петрохимических величин для вулканитов I и II серий

Серии вулканитов и контрольные представители серий	SiO ₂ , %	K ₂ O/Na ₂ O	alkal	Индекс Ритмана, S
Первая	50,2–56,0	0,47	22,6	2,5
Вторая	51,4–64,3	0,37	22,4	1,6
Толбачик	49,0–53,2	0,51	23,1	2,7
Безымянный	55,4–66,3	0,33	22,5	1,4
Ключевская	51,6–54,1	0,45	22,8	1,9

По данным К.М. Тимербаевой (1968).

Таблица 2

Сопоставление средних значений некоторых петрохимических величин для стратифицированных вулканитов I и II серий

Серия вулканитов	Лавы	K ₂ O/Na ₂ O	alkal	S
Первая	Базальты	0,41	21,6	2,3
	Андезито-базальты	0,41	22,9	2,5
	Андезиты	0,45	24,5	2,0
Вторая	Базальты	0,32	20,8	1,8
	Андезито-базальты	0,36	22,7	1,6
	Андезиты	0,46	22,5	1,5
	Дациты	0,43	22,7	1,4

Сопоставление некоторых петрохимических свойств вулканитов первой и второй серий представлено в табл. 1.

Таблица иллюстрирует различия основных петрохимических характеристик вулканитов двух серий. В таблице также приведены данные для наиболее ярких представителей двух серий вулканов Толбачика и Безымянного, глубинное строение аппаратов которых можно считать доказанным. Ключевская сопка, как видно из таблицы, занимает промежуточное положение по значению характеристик и это, по-видимому, не случайное явление. Поскольку в таблице пределы колебаний содержания SiO₂ довольно значительны и возникает вопрос о правомерности таких сопоставлений, постольку было сделано сравнение основных характеристик в пределах трех основных групп пород: базальтов, андезито-базальтов и андезитов в предположении, что процесс дифференциации в условиях мантия – поверхность и мантия – промежуточный очаг – поверхность должен фиксироваться (табл. 2).

Нами предпринята попытка использовать элементы-примеси в качестве геохимического критерия происхождения вулканитов I и II серии,

причем выбраны два пути: первый — сравнение абсолютных концентраций элементов петрогенной и металлической группы в зависимости от содержания SiO_2 и второй — с помощью выделения соотношений между отдельными элементами-примесями, несущими большую информативность, исследовать их естественные парагенезисы. На рис. 4 показаны зависимости содержаний некоторых элементов петрогенной группы в вулканитах I и II серий от содержания SiO_2 . Обращает на себя внимание следующее: если зависимость содержаний Ni, Co, Mn, V от SiO_2 в вулканитах I и II серий (интервалы исследований 49–55% SiO_2) имеют сходную тенденцию развития, то для Ba, Ti, Sr эта зависимость нарушается. Особенно ярко выступает это различие при рассмотрении элементов металлической группы.

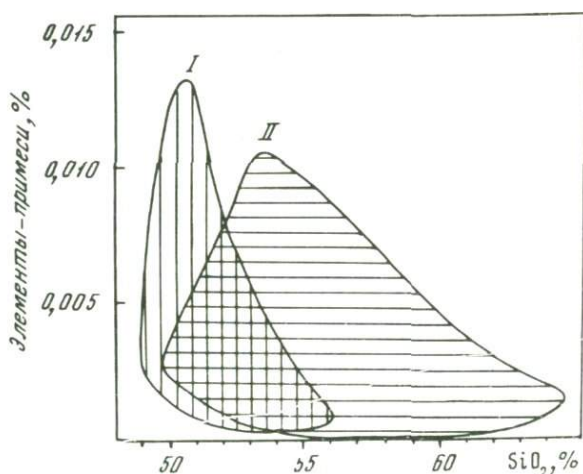


Рис. 4. Соотношение между Ni, Co, Mn, V, Ba, Ti, Sr, Cu, Zn, Mo, Pb и SiO_2 в вулканитах I и II серий

Изучая соотношения отдельных пар химических элементов (табл. 3) для вулканитов I и II серий, мы видим, что Ni/Co для первой серии > 1 , для второй < 1 . Ряд авторов (Когарко, 1973) придерживаются мнения, что первичные магмы характеризуются соотношением $\text{Ni}/\text{Co} > 1$. В то же время исследование величины отношения K/Rb свидетельствует о том, что вулканиты I и II серий принадлежат к единой исходной магме.

Известна большая информативность Sr и Ba для определения степени контаминированности первичной магмы и общей направленности процесса эволюции магматических очагов (Глазунов и др., 1973). Анализ содержаний Sr и Ba в вулканитах I и II серии выявляет следующие общие закономерности: в базальтах и андезито-базальтах II серии по сравнению с базальтами и андезито-базальтами I серии содержание Ba снижается, а Sr остается примерно равным, а величина отношений Sr/Ca и K/Ba возрастает, что может указывать на определенную роль ассимиляционных процессов, происходящих в промежуточном очаге. Несколько неясен харак-

Содержание Sr, Rb, Ba, K, Ni, Co, Ca, Mg, в вулканитах I и II серий (вес. %)

Серия	Порода	Sr	Rb	Ba	K	Ni	Co	Ca
I	Базальты	0,068	0,0025	0,081	1,11	0,0039	0,0034	5,43
	Андезитобазальты	0,740	0,0026	0,125	1,30	0,0022	0,0020	5,02
II	Базальты	0,0712	0,0018	0,054	1,06	0,0030	0,0037	4,94
	Андезитобазальты	0,078	0,0022	0,076	1,24	0,0018	0,0028	5,12
	Андезиты	0,085	0,0022	0,078	1,30	0,0015	0,0016	4,41
Мегаплагиофировые базальты		0,06	0,0027	0,07	1,26	0,0045	0,0024	5,49
Габбро		0,084	—	0,042	0,79	0,016	0,0051	6,46
Амфиболиты		0,078	0,0004	0,052	1,66	0,0152	0,0718	6,57
Пироксениты		0,046	0,0002	0,086	0,11	0,012	0,0356	0,19

Таблица 3 (окончание)

Серия	Порода	Mg	Ni/Co	K/Rb	Sr/Ba	Rb/Sr	Sr/Ca	K/Ba
I	Базальты	3,69	1,15	444	0,84	0,037	0,0125	13,70
	Андезитобазальты	1,92	1,10	500	0,59	0,036	0,0147	10,40
II	Базальты	3,82	0,81	589	1,32	0,025	0,0144	19,63
	Андезитобазальты	3,07	0,64	564	1,03	0,028	0,0152	16,32
	Андезиты	1,42	0,94	591	1,09	0,026	0,0193	16,67
Мегаплагиофировые базальты		3,16	1,88	467	0,86	0,045	0,0109	18,00
Габбро		7,13	3,13	—	2,0	—	0,013	18,8
Амфиболиты		6,93	0,2116	—	1,5	0,005	0,011	31,9
Пироксениты		25,9	0,342	—	0,534	0,004	0,24	1,27

тер Rb/Sr отношений: согласно ряду авторов (Глазунов и др., 1973) высокое значение Rb/Sr отношений свойственно гибридным породам. В нашем случае наблюдается иная картина, по-видимому, близость по величине Rb/Sr отношений в вулканитах I и II серий свидетельствует о незначительных масштабах ассимиляционных процессов.

Таким образом анализ петрохимических и геохимических характеристик вулканитов I и II серий показывает общность этих свойств, свидетельствующую о едином исходном родоначальном расплаве для двух выделенных типов вулканитов района. Вместе с тем определенные различия этих же свойств позволяют считать, что вулканиты II серии возникли в результате длительной дифференциации и влияния процессов плавления или ассимиляционных процессов в условиях амфиболитовой фации. В этом случае роль промежуточного (корового) очага способствует образованию газонасыщенной (гетерогенной) магмы с резко различны-

ми физико-химическими свойствами, определяющими особенности вулканизма и тип извержения. Вулканам, извергающим эффузивы I серии, т.е. имеющим прямую связь с верхней мантией, свойственны извержения гавайского, стромболианского, вулканского типов; вулканам, извергающим эффузивы II типа, т.е. имеющим промежуточный (короткий) очаг, свойственны так называемые катастрофические эксплозии и экструзивно-эффузивный тип извержений.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В.И.* Ключевская группа вулканов. — Труды Камчатской вулканол. станции, 1940, вып. 1.
- Горшков Г.С.* О глубине залегания магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- Глазунов О.М., Глазунова А.Д.* Геохимия стронция в габброидных формациях Саяно-Байкальской области. — В кн.: Стронций и барий в эндогенных процессах. М., "Наука", 1973.
- Гнибиденко Г.С.* Роль метаморфических комплексов в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1968.
- Ермаков В.А.* Ключевская группа вулканов, геологическое строение и петрогенезис. Автореф. канд. дис., Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Заварицкий А.Н.* Вулканы Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Когарко Л.М.* Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм. — "Геохимия", 1973, № 10.
- Мархинин Е.К.* Извержение вулкана Безымянного весной 1961 г. — Бюл. вулканол. станции, 1963, № 34.
- Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т.* Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). — "Геохимия", 1974, № 6.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, вып. 11.
- Сиверцова И.А., Смирнова А.М.* О находке палеозойских спор в метаморфизованных отложениях Камчатки. — "Геология и геофизика", 1974, № 6.
- Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., "Наука", 1967.
- Утасин В.К., Балеста С.Т., Мархинин Е.К. и др.* Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — "Сов. геология", 1974, № 2.

В.Ф. Белый

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
ДВНЦ АН СССР

К ГЕОДИНАМИКЕ ЗОН АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

(на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса)

В в е д е н и е. В настоящее время нет однозначного определения понятия андезитовый вулканизм. По-видимому, к продуктам андезитового вулканизма в широком значении термина следует относить также высокоглиноземистые базальты и андезитобазальты, которые являются характерной, а иногда преобладающей частью вулканических накоплений краевых вулканогенных поясов и приматериковых вулканогенных дуг.

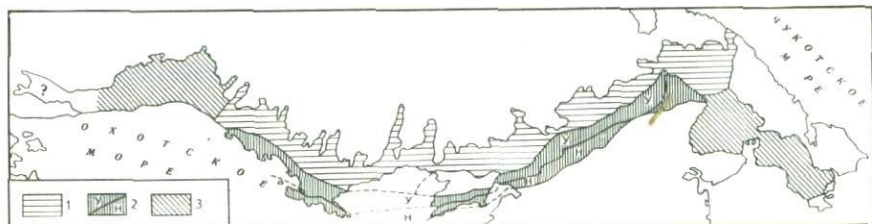


Рис. 1. Схема тектонического районирования. Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

1 - внешняя зона; 2 - внутренняя зона: У - унаследованная, Н - новообразованная, 3 - фланги

В зоне сочленения мезозоид и кайнозоид Северо-Восточной Азии андезитовый вулканизм был главным геологическим процессом на протяжении почти всего мезозоя и, возможно, позднего палеозоя. История вулканизма и структурообразования этой зоны может быть разделена на три неравновеликих периода:

1) первый, по датированным фауной слоям, определяется поздним триасом (норием) - первой половиной поздней юры (на п-ове Тайгонос начало его, возможно, относится к позднему палеозою);

2) продолжительность второго периода отвечает волжскому веку (возможно, киммериджу) - готериву;

3) третий - приходится на средний альб - первую половину сеномана.

В последний, третий период, произошло формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, схема тектонического районирования которого разработана достаточно подробно (Белый, 1971) и может служить удобной основой для характеристики вулканизма более ранних периодов. Главная часть Охотско-Чукотского пояса, между р. Иней на юго-западе и р. Танюрер на северо-востоке обладает четкой продольной зональностью (рис. 1). Относительно Корьякско-Камчатской области здесь выделяются внешняя и внутренняя зоны. В пределах последней различаются унаследованная и новообразованная подзоны. Внешняя зона вулканогенного пояса резко несогласно наложена на структуры мезозоид и отчасти на Омолонский массив с фундаментом дорифейского возраста. Строение основания внутренней зоны является предметом специального рассмотрения, ибо к ней как раз и приурочены проявления андезитового вулканизма отмеченных ранее первых двух периодов.

Исходные данные. 1. В юго-восточной части п-ова Тайгонос, в пределах новообразованной подзоны, обнажаются известковистые песчаники и алевролиты видимой мощностью около 2000 м, в которых обнаружены окаменелости раннекаменноугольного (визейского) возраста. Выше них следуют сильно измененные андезито-базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии (3500-4000 м), условно датируемые пермо-триасом (Некрасов, 1972). Северо-западнее, в центральной части п-ова Тайгонос, примерно вдоль границы новообразованной и унаследованной подзон обнажается мощный (около 3500 м) разрез сущест-

венно вулканогенных образований, содержащих окаменелости всех трех отделов юрской системы:

1) нижняя юра — преимущественно зелено-серые, зеленые и зелено-голубые туфобрекчи и туфы основного и среднего состава, содержащие пачки туффитов, гравелитов, туфо-песчаников, кремнистых пород — 1500 м;

2) средняя юра — зеленые, фиолетовые, голубоватые и лиловые, часто пятнисто окрашенные туфы и туфобрекчи основного состава, чередующиеся с алевролитами, туфопесчаниками, пепловыми туфами среднего состава и кремнистыми породами — 1000 м;

3) верхняя юра (келловей—киммеридж?) — зелено-фиолетовые и зелено-серые туфы и туфобрекчи основного и среднего состава, чередующиеся с базальтами и пачками гравелитов и песчаников — 1000 м.

Охарактеризованные юрские образования Г.Е. Некрасов (1971, 1972) считает возможным параллелизовать с комплексами зеленокаменно измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород кайнозойских вулканических дуг, т.е. с формацией "зеленых туфов".

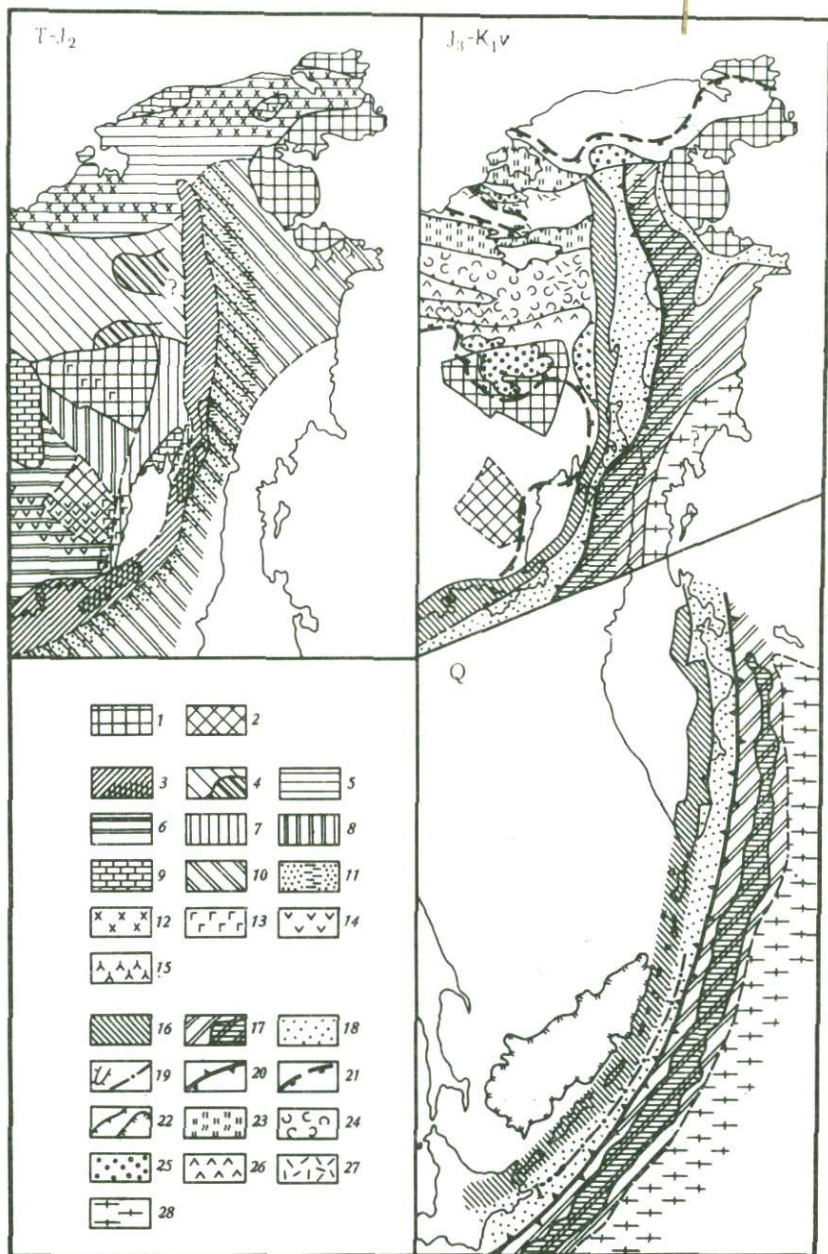
Непосредственно к северо-западу от унаследованной подзоны на территории п-ова Тайгонос обнажаются структуры мезозоид. Они сложены преимущественно терригенными толщами так называемого верхоянского комплекса. Однако в узкой полосе шириной 30–35 км, примыкающей к унаследованной подзоне, в разрезах верхней перми, верхнего триаса, нижней и верхней юры постоянно встречаются туфы и лавы главным образом среднего и основного состава (Заборовская и др., 1972; Некрасов, 1972). По площади вулканический материал распространен здесь неравномерно: количество его заметно увеличивается в юго-восточном направлении, а в северо-западном — резко убывает, до полного исчезновения.

На п-ове Кони (новообразованная подзона) самыми древними образованиями являются карнийские алевролиты и сланцы, содержащие линзы ракушечниковых известняков; видимая мощность 70–80 м. Выше них обнажаются норийско—нижнелейасовые туфы и туфобрекчи андезито-базальтов, базальтов и андезитов мощностью около 400 м (Северо-Восток СССР, 1970).

Нижне-среднеюрские и келловейские образования распространены как в пределах новообразованной, так и в южной части унаследованной подзоны. Их мощность достигает 4000–4500 м. В целом они сходны с юрой центральной части п-ова Тайгонос. Однако среди вулканитов здесь, по-видимому, значительно шире распространены субазральные образования. Вместе с тем отдельные горизонты морских отложений отличаются относительно постоянным составом и возрастом.

В составе вулканогенных толщ рассмотренных районов преобладают высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты обычно несколько пониженной щелочности.

Есть все основания полагать, что в позднем триасе, ранней и средней юре интенсивный андезитовый вулканизм развивался и на территории северо-восточной части внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса. Свидетельства этому можно видеть в особенностях состава и строения одновозрастных отложений, обнажающихся на п-ове Валижген и почти на



всем протяжении Таловско-Майнского антиклинория (рис. 2). Здесь верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские образования сложены главным образом тефрой пироксеновых андезитов-базальтов, базальтов и андезитов, почти не затронутой вторичными изменениями. Наряду с остатками морской фауны в них встречаются отпечатки наземных растений. Суммарная мощность верхнетриасовых, ниже- и среднеюрских толщ не превышает 2500 м.

На основании этого, а также ранее известных и полученных в последнее время данных по центральным и восточным районам Корякского нагорья можно полагать, что с юго-востока в течение триаса, нижней и средней юры рассматриваемая зона андезитового вулканизма, которую предлагается именовать Тайгоносской, окаймлялась мелководным морем с участками слабо расчлененной суши.

В настоящее время нельзя дать однозначного определения тектоническому состоянию этого региона в раннем и среднем мезозое. По-видимому, предположение, что он входил в состав эпипалеозойской складчатой области, является наиболее правомочным (Тильман и др., 1969). Здесь также имели место проявления андезитового вулканизма, однако



Р и с. 2. Схема палеотектоники северо-востока Азии и главных морфоструктурных элементов современной Курило-Камчатской системы

Дорифейские массивы северо-востока Азии: 1 – поднятые; 2 – погруженные. Тектонические зоны триасово-среднеюрского (Т-Ј₂) этапа развития северо-востока Азии; 3 – Тайгоноская зона (дополнительная вертикальная штриховка – районы изученных разрезов); 4–9 – Верхояно-Чукотская геосинклинальная область; 4 – Алазейско-Олойская система (дополнительная штриховка – геосинклинальные поднятия палеозойских складчатых структур); 5 – Чукотская система; 6 – Яно-Колымская система; 7 – Гижигинская зона; 8 – Приомолонская зона; 9 – геосинклинальные поднятия; 10 – область эпипалеозойских складчатых структур; 11 – районы распространения в их пределах маломощных морских, иногда континентальных тефрогенных отложений (прерывистая горизонтальная штриховка – выходы отложений в современных структурах); распространение пород: 12 – раннетриасовых диабазов и габбро; 13 – преимущественно поздне триасовых – юрских базальтов, андезитов-базальтов; 14 – андезитов и андезитов-базальтов; 15 – триасовых (?) андезитов-базальтов, андезитов, дацитов
Тектонические зоны позднеюрского – валанжинского (Ј₃–К₁) этапа развития северо-востока Азии и современной (Q) Курило-Камчатской системы: 16 – Тайгоноская зона и Курило-Камчатская вулканическая дуга; 17–20 – Анадырско-Корякская и Курило-Камчатская геосинклинальные системы: 17 – внутренние эвгеосинклинальные зоны (дополнительная горизонтальная штриховка – глубоководные желоба; Курило-Камчатский нанесен по изобате 6000 м); 18 – внешние зоны; 19 – геосинклинальные поднятия; а – Таловско-Майнское, б – подводного хребта Витязь; 20 – выходы фокальных поверхностей; 21 – приблизительный контур позднеюрского – валанжинского моря в пределах мезозойского и на массивах; 22 – границы главных впадин и прогибов: а – в мезозойских, б – Южно-Охотской впадины по изобате 3000 м; 23 – регенерированные геосинклинальные прогибы; прогибы и впадины, заполненные; 24 – преимущественно морскими вулканогенно-осадочными толщами и субэпиральными вулканиками; 25 – терригенными разнообломочными толщами; главные зоны субэпирального вулканизма (за пределами вулканических хребтов); 26 – основного и среднего состава; 27 – кислого и среднего состава; 28 – окраинные океанические поднятия и валы

они были ничтожно малыми в сравнении с вулканизмом Тайгоносской зоны.

С северо-запада к Тайгоносской зоне примыкала Верхояно-Чукотская геосинклинальная область, главными элементами которой являются Чукотская, Яно-Колымская и Олойско-Алазейская системы. В каждой из них известны продукты магматической (преимущественно вулканической) деятельности, анализ которых не является предметом настоящего сообщения.

Следует лишь отметить, что проявление магматизма в Чукотской и Яно-Колымской системах имели кратковременный эпизодический характер и происходили далеко не повсеместно. Структурная позиция и петрологические особенности магматических образований Верхояно-Чукотской области в большинстве случаев не имеют непосредственных связей с Тайгоносской зоной (рис. 3).

2. На позднюю юру падает один из важнейших переломных этапов геологической истории Северо-Восточной Азии.

Верхояно-Чукотская область вступила в стадию эпигеосинклинального орогенеза.

Это был сложный процесс, сопровождавшийся складчатостью главного геосинклинального комплекса, формированием поднятий, проорогенных вулканогенных поясов, впадин, заполнявшихся различными обломочными, преимущественно осадочно-вулканогенными толщами, а также регенерированных геосинклинальных прогибов. Одновременно с этим началось заложение позднемезозойской Анадырско-Корякской геосинклинальной системы.

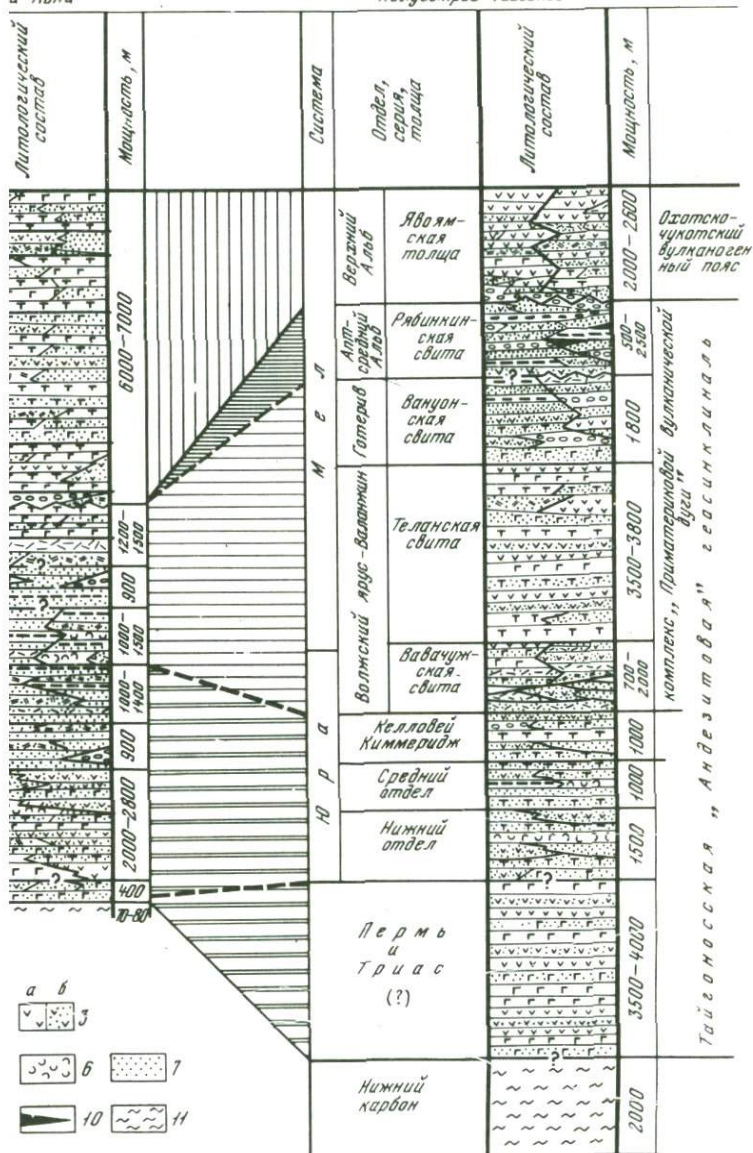
Столь грандиозные структурные преобразования меньше всего коснулись Тайгоносской зоны. Правда, ареалы интенсивного андезитового вулканизма сократились и теперь локализовались в основном в пределах узкой полосы, отвечающей унаследованной подзоне Охотско-Чукотского пояса.

Среди основных тектонических элементов позднеюрского-раннемелового времени Тайгоносская зона занимала такое же положение, как и Курило-Камчатская вулканическая дуга в современном морфоструктурном комплексе (см. рис. 2; Белый, 1974).

Верхнеюрские-неокомовые вулканогенные образования Тайгоносской дуги имеют мощность не менее 4000—6000 м. Их соотношения с нижне-среднемезозойскими толщами не вполне ясны. Однако по составу и характеру парагенезисов горных пород они чрезвычайно близки. Следует лишь отметить, что среди преобладающих высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов позднеюрского-неокомового возраста отмечаются разности с относительно повышенной щелочностью.

В конце готерива или в барреме в Тайгоносской вулканической дуге происходило внедрение диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов, что, вероятно, привело к значительному ослаблению вулканизма. В альте и в начале альба Тайгоносская дуга подверглась интенсивному размыву, продукты которого отлагались главным образом в примыкающих к ней впадинах.

3. Третий период вулканизма существенно отличается от предыдущих. В альбе Верхояно-Чукотская область мезозоид уже представляла собой



графические разрезы мезозойских вулканогенных и вулканогенно- в пределах внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса на п-овах и Кони

ие породы: а — базальты; б — их туфы и туфобрекчи; 2 — то же альтов; 3 — то же для андезитов; 4 — то же: а — игнимбиты; и дациты; б — их туфобрекчи и туфы; 5 — то же для липаритов; 6 — кремнистые породы; 7 — туффиты и туфопесчаники; туффиты, алевролиты, аргиллиты; 9 — конгломераты; 10 — линзы 1 — известковистые песчаники, алевролиты, сланцы

единый континентальный блок с общей тенденцией к воздыманию. В Анадырско-Корякской же системе после кратковременной складчатости возобновилось интенсивное прогибание, сопровождавшееся накоплением существенно терригенных, часто флишoidных толщ. Эти процессы, вероятно, вызвали значительные растяжения в зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей, что привело к относительно кратковременной но весьма интенсивной вспышке вулканизма, результатом которого и явилось образование крупной наложенной структуры — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В строении последнего продукты андезитового вулканизма также играют главенствующую роль.

Поскольку характеристика строения Охотско-Чукотского пояса могла бы составить тему специального сообщения, отмечу лишь некоторые наиболее специфические черты этой структуры.

Во-первых, формирование вулканогенного пояса происходило исключительно в наземных условиях и в очень короткий промежуток времени.

Во-вторых, ареалы вулканизма не менее чем в четыре раза превысили площадь Тайгоносской зоны. В-третьих, гетерогенный характер основания Охотско-Чукотского пояса четко отразился на особенностях петрологии и структур, участвующих в его строении вулканогенных и плутогенных образований:

1) во внутренней зоне преобладающими типами вулканогенных пород остаются высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты, а интрузивные массивы сложены преимущественно диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами натрового типа;

2) во внешней же зоне характерны андезиты и андезито-базальты, широко распространены игнимбритовые поля больших объемов; в строении интрузивных массивов преобладают гранодиориты, кварцевые монцититы и граниты кали-натрового типа.

С о п о с т а в л е н и я и в ы в о д ы. 1. Изложенные выше данные приводят к выводу, что на Северо-Востоке Азии, в зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальных областей, тектонические условия развития андезитового вулканизма были принципиально отличны от тех, которые описываются в известных схемах эволюции геосинклинального процесса. Но из этого не следует отрицание установленных ранее закономерностей, ибо речь идет о качественно новом типе тектонических структур.

В рассматриваемой зоне андезитовый вулканизм не являлся непосредственным продолжением более раннего офиолитового магматизма: вулканогенные толщи подстилаются терригенными известковистыми отложениями, характерно полное отсутствие гипербазитов.

2. Длительность проявлений андезитового вулканизма, соизмеримая и даже превышающая продолжительность развития смежных геосинклинальных систем, а также очень незначительные изменения состава вулканических накоплений, по-видимому, могут свидетельствовать о том, что в данном случае андезитовый вулканизм был связан с глубинной долгоживущей структурой, разделявшей крупные блоки литосферы. Поверхност-

ным отражением этих блоков в первом приближении можно считать Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую геосинклинальные системы.

Из палеотектонических реконструкций следует, что самым общим и в конечном счете однотипным механизмом, вызвавшим и регулировавшим здесь развитие андезитового вулканизма, были разнонаправленные вертикальные движения отмеченных ранее крупных литосферных блоков (см. рис. 2, а также Тильман и др., 1969).

Но морфоструктурное выражение вулканической зоны и тектоническая позиция образовавшихся геологических тел были различны в каждом из трех рассмотренных периодов, ибо по-разному развивались и на разных стадиях эволюции находились смежные с ними геосинклинальные системы.

3. В современных вулканических областях, по-видимому, нет прямых структурных аналогов триасово-юрской Тайгоносской зоны. Среди же "ископаемых" структур поразительным сходством с ней обладает раннеюрская-оксфордская зона андезитового вулканизма Чилийских Анд (Пушаровский, Архипов, 1972; Ломизе, 1973, 1974):

а) каждая из этих зон со стороны Тихого океана обрамлялась эпипалеозойскими складчатыми структурами, а со стороны материковых областей — геосинклинальными прогибами, заполнявшимися существенно терригенными отложениями;

б) андезитовый вулканизм этих зон развивался в условиях попеременно меняющихся морского и субазрального режимов; это был совершенно самостоятельный процесс в том смысле, что ему нигде непосредственно не предшествовала стадия офиолитового магматизма;

в) вулканогенные толщи дислоцированы сравнительно просто; по-видимому, ведущую роль в структурообразовании играли зоны разломов, в пределах которых наблюдаются значительные деформации и расщепление пород.

Как отмечалось, резкие изменения в развитии Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальных областей, происшедшие в поздней юре, существенно не отразились ни на составе, ни на палеогеографических условиях вулканизма Тайгоносской зоны. Однако по положению относительно начавших формироваться в позднеюрское время тектонических структур рассматриваемая вулканическая зона оказалась подобной современным приматериковым вулканическим дугам (Белый, 1974). Важно при этом отметить, что как в Южной Америке, так и на северо-востоке Азии в поздней юре произошло смещение зон интенсивного андезитового вулканизма в сторону от Тихого океана.

4. Очевидно, следует определить или хотя бы наметить место характеризующих структур среди основных тектонических элементов земной коры.

Длительность развития, большая мощность вулканических накоплений, в целом синклинальное строение, характер деформаций и, наконец, появление апт-альбских молассоидных толщ как будто бы дают основание относить Тайгоносскую зону к структурам геосинклинального типа.

Аналогичный вывод в отношении зоны мезозойского (доаптского) андезитового вулканизма Чилийских Анд сделан ранее Ю.М. Пушаровским и И.В. Архиповым (1972). В то же время М.Г. Ломизе (1973, 1974) полагает, что геосинклинальный этап в Чилийско-Аргентинских Андах закончился в оксфорде. Все более молодые, вплоть до палеогеновых, образования он относит к "Арауканскому вулканическому поясу", который рассматривается в качестве аналога Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что, по-моему, ошибочно.

Ж. Обуэн и А. Боррелло неоднократно подчеркивали своеобразие строения Андийской мезозойской вулканической зоны и принципиальные отличия ее от альпид Европы (Auboin, Borrello, 1966, 1970). В связи с этим для обозначения узких протяженных прогибов, наложенных на край континента и заполненных существенно продуктами андезитового вулканизма, ими был предложен термин "эвлиминары" (цитируется по М.Г. Ломизе, 1973).

Поскольку природа подобных структур еще не вполне ясна, представляется более целесообразным, следуя классификации геосинклинальных прогибов по типу слагающих пород, предложенной М.В. Муратовым (1963), именовать их "андезитовыми" геосинклиналими.

В прошлом "андезитовые" геосинклинали, вероятно, не имели широкого распространения. Однако если правильно сопоставление Тайгонской зоны на позднемезозойском этапе развития с четвертичными приматериковыми вулканическими дугами, то следует признать, что для современного этапа развития западной части Тихоокеанского сегмента Земли этот тип структур стал характерным.

5. Наконец, Охотско-Чукотский пояс, как сейчас признается большинством исследователей, принадлежит к особому типу структур — к крайвым вулканогенным поясам. Среди подобных ему вулканогенных поясов, окаймляющих с востока Евразийский континент, в плане настоящего сообщения он интересен прежде всего своей внутренней зоной, где резко преобладают высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты. Это можно рассматривать как дополнительный аргумент необходимости выделения и специального исследования структур, в которых андезитовый вулканизм имеет значение самостоятельного геологического явления.

В заключение отмечу, что происхождение зон андезитового вулканизма, подобных рассматриваемым, нередко объясняется действием механизма плитовой тектоники. Очевидно, попытка применения этого механизма к охарактеризованным конкретным структурам потребовала бы построений, еще более фантастических, чем все уже созданное гипотезой тектоники плит¹.

¹Описанные выше особенности строения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, действительно, хорошо объясняются с позиций тектоники литосферных плит (см. например; Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. М., "Наука", 1974; *Avdeiko G.P.* Evolution of geosynclines on Kamchatka. — *Pacific Geology*, 1971, N 3). Прим. ред.

- Белый В.Ф. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Мат-лы VII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
- Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. — "Геотектоника", 1974, № 4.
- Заборовская Н.Б., Леоненко Н.А., Лугонова Г.Н., Некрасов Г.Е. Стратиграфия верхнепермских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложений северной части полуострова Тайгонос. — Бюл. моск. о-ва испыт. природы, отдел геологии, 1972, № 6.
- Ломизе М.Г. Арауканский вулканический пояс (Анды). — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 5.
- Ломизе М.Г. Эволюция вулканизма Чилийско-Аргентинских Анд. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. — Труды Первого Всес. палеовулканол. симп. М., 1974.
- Муратов М.В. Типы геосинклиналильных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношение и развитие. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. — Труды ГИН, вып. 92, 1963.
- Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — "Геотектоника", 1971, № 5.
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки. Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Пушаровский Ю.М., Архипов И.В. Тектонические аспекты Чилийских Анд. — "Геотектоника", 1972, № 1.
- Северо-Восток СССР. Геол. описание. — В кн.: Геология СССР, т. 30, ч. 1. М., "Недра", 1970.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000). Магадан, 1969.
- Auboin J., Borrello A. V. Chains andines et chaine alpines: regard sur la géologie de la Cordillère des Andes an parallèle de l'Argentine moyenne. — Bull. Soc. géol. France, 1966 (1967), v. 8, N 7. РЖ Гео, А 423, 1968, № 8.
- Auboin J., Borrello A. V. Regard sur la géologie de la Cordillère des Andes: relais paléogéographiques et cycles orogéniques superposés; le Nord Argentin. — Bull. Soc. géol. France, 1970 (1971), v. 12, N 2. РЖ Гео, А 271, 1972, № 4.

М.Г. Ломизе

Московский государственный университет

РАЗМЕЩЕНИЕ ДАЕК И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНОЙ ИСЛАНДИИ

Благодаря структурному положению на простирании Срединно-Атлантического хребта, тесной связи с подводными рифтовыми системами Рейкьянес на юге и Колбейниси на севере Исландия привлекает внимание широкого круга исследователей, особенно в последнее десятилетие, в связи с геологическим изучением океанов и разработкой концепций "новой глобальной тектоники". Большой интерес представляют, в частности, вопросы геодинамики базальтового вулканизма Исландии. Они рассматриваются в настоящей статье с использованием данных, полученных автором в 1972 г. в ходе работ Советской комплексной геолого-геофизической экспедиции.

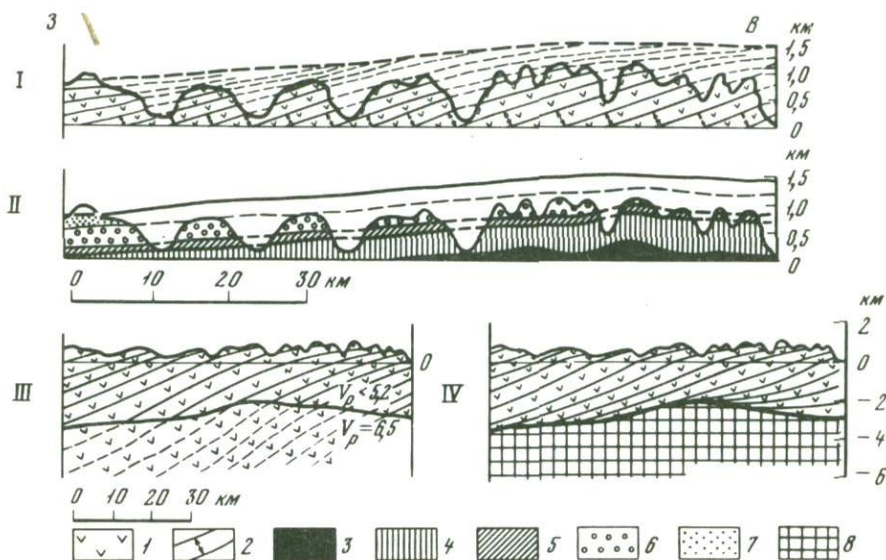
Вся поверхность острова сложена вулканитами базальтового (около 90%) и риолитового (около 10%) состава, имеющими возраст от среднего миоцена (16 млн лет) и моложе (Moorbath et al., 1968). В настоящее время активный рифтогенез и вулканизм продолжаются в "неовулканических" зонах, пересекающих Исландию с юга на север. Обзор данных о магматизме Исландии опубликован В.А. Баскиной (1971).

Вулканогенные толщи хорошо стратифицированы. На большей части территории они сохраняют пологое залегание, интенсивные нарушения выражены разломами и флексурами. Подстилающий вулканиты субстрат нигде не обнажается и его состав и происхождение давно служат предметом дискуссий. В качестве подошвы эффузивной серии условно принимается поверхность сейсмического раздела со сложным, неправильным рельефом, прослеженная на глубине 1–5 км, а на крайнем юге – до 10 км. Скорости продольных волн над ней не превышают 5,2 км/сек, ниже нее – близки к 6,5 км/сек, поэтому эта поверхность сравнима с границей второго и третьего слоев обычной океанической коры (Pálmason, Saemundsson, 1974). Таким образом, породы субстрата по физическим свойствам и положению соответствуют "базальтовому" слою земной коры, их мощность составляет 4–5 км и, может быть, несколько больше на севере Исландии.

Под "базальтовым" слоем свойства вещества резко меняются: при скоростях продольных волн около 7,2 км/сек отношение P/S убывает, свидетельствуя о снижении вязкости. В гравитационном поле разуплотненное состояние верхов мантии выражается наличием под Исландией локального минимума в редукции Буге. Согласно Г. Паульмасону, вещество находится, вероятно, в состоянии частичного плавления. Это подтверждается также наблюдениями над тепловым потоком и результатами магнитотеллурических измерений, которые свидетельствуют о нарастании температур до 800–1000° уже на глубинах 10–15 км (Hernance, Grillot, 1970). Судя по новым данным С.М. Зверева, следующая поверхность сейсмического раздела (за которой скорости достигают 7,6–8 км/сек) находится на глубине около 40 км в Центральной Исландии и несколько подымается на востоке и на западе. Таким образом, под Исландией на глубинах 10–40 км, по-видимому, существует подушка разуплотненного и частично расплавленного вещества: земная кора отделена от мантии пластичной прокладкой, что определяет ее способность реагировать на тангенциальные напряжения горизонтальными смещениями. Эти соотношения должны быть учтены при оценке геодинамических условий базальтового вулканизма Исландии.

О строении эффузивной серии миоцена можно судить главным образом на материале Восточной Исландии, где она рассечена глубокими фиордами, а тектонические осложнения первичного залегания вулканитов незначительны. На этой территории выполнен ряд детальных исследований (Walker, 1959, 1960, 1963; Gibson et al., 1966; Dearnley, 1954; Jux, 1960). Полевые наблюдения автора настоящей статьи уточняют количественные оценки размещения и мощности даек. Для района Вопнафьёрдур получены сведения о внутреннем строении роя даек.

Миоценовые платобазальты Восточной Исландии образуют мощную моноклиналь, наклоненную на запад, к центральной части острова. При про-



Р и с. 1. Реконструкция кровли и подошвы эффузивной серии миоцена Восточной Исландии

Реконструкция первичной кровли по Дж. Уокеру (Walker, 1960): I — последовательное выклинивание горизонтов; II — зональное размещение вторичных минералов; III — глубинный профиль по Т. Эйнарссону (Einarsson, 1965): секущий характер сейсмических границ; IV — линзовидное строение эффузивной серии по И. Гибсону (Gibson, 1966); 1 — вулканиты миоцена; 2 — максимальные наблюдаемые мощности; зоны вторичной минерализации: 3 — богатая цеолитами, 4 — мезолит-сколецитовая; 5 — анальцимовая; 6 — шабазит-томсонитовая; 7 — лишенная цеолитов; 8 — породы субстрата ("базальтовый" слой современной земной коры)

слеживании вверх по моноклинали на восток мощность вулканических горизонтов уменьшается в среднем на 5% на милю (Walker, 1960), и они последовательно выклиниваются, начиная с относительно молодых. В результате этого наклон слоев убывает снизу вверх от 7–8° на уровне моря до 3–4° на отметках около 1000 м. Геометрическое построение с учетом выклинивания горизонтов показало, что первичная кровля эффузивной серии миоцена была почти горизонтальна и находилась на высоте около 1500 м над современным уровнем моря (рис. 1, I). Этот вывод Дж. Уокера (Walker, 1960) был подтвержден данными о распределении вторичных главным образом цеолитовых минералов: минеральные зоны горизонтальны и пересекают наклонную стратификацию вулканитов (рис. 1, II). Предполагается, что они вытянуты параллельно первичной кровле эффузивной серии миоцена, верхи которой эродированы к настоящему времени не более чем на несколько сотен метров. Тогда вертикальная мощность эффузивной серии над уровнем моря не превышает 1,5 км, в то время как сумма максимальных мощностей, наблюдаемых в моноклинали Восточной Исландии от Фьютсдалур до мыса Герпир, достигает 10 км.

В соответствии с изложенным платобазальты приобрели моноклиальное залегание в течение длительного времени, пока шло их излияние. Наклон обусловлен тем, что прогибание, которое было пропорционально накапливавшимся мощностям, сопровождалось относительным смещением вулканогенного прогиба (или по крайней мере его восточного борта) в западном направлении. Несмотря на извержение огромных масс базальта, сохранялся плоский рельеф вулканического плато: покровы разливались на многие десятки квадратных километров. Они застывали в субэриальных условиях, налегая непосредственно один на другой или переслаиваясь с пирокластитами, аллювиальными и озерными осадками, несущими признаки обжига и нередко окрашенными в красный цвет. Гипсометрический уровень компенсации сохранялся, но-видимому, на сравнительно невысоких отметках.

Положение первичной подошвы эффузивной серии пока не установлено однозначно. Т. Эйнарссон (Einarsson, 1965) высказал предположение, что под Исландией ближайшие сейсмические поверхности срезают геологические границы и являются новообразованными. В этом случае кровля "базальтового" слоя отсекает нижнюю часть глубокой, заполненной вулканитами синеклизы, а моноклиаль Восточной Исландии представляет собой ее восточное крыло (рис. 1, III). Вертикальная мощность лав в центре такого прогиба должна была бы превышать 10 км только для среднего миоцена. Другая модель, предложенная И. Гибсоном (Gibson, 1966), основывается на признании первичной природы рассматриваемой сейсмической границы, которая принимается в качестве подошвы эффузивной серии миоцена. Неглубокое ее залегание объясняется господствующим выклиниванием вулканических горизонтов не только вверх, но и на глубину: линзовидные пачки платобазальтов, наклоненные на запад, налегают одна на другую подобно кровельной черепице. Поэтому полная вертикальная мощность эффузивной серии не превышает 6—6,5 км (рис. 1, IV). Подобное строение базальтовой серии миоцена представляется наиболее вероятным, с ним согласуются особенности размещения риолитовых комплексов и базальтовых даек.

Маломощные прослои туфов кислого состава прослеживаются среди платобазальтов на большие расстояния, но главная масса риолитовых пород сосредоточена в нескольких вулканических центрах, таких, как Аульфтафьёрдур, Брейддалур, Тингмули, Рейдарфьёрдур, Ньярдвик-Лодмундарфьёрдур и другие. На этих участках экстрезивные и излившиеся риолиты, риолитовые туфы и игнимбриты, вместе с потоками базальтов и подчиненными количествами дацитовых и андезитовых пород, образуют линзовидные залежи мощностью до 2000 м, которые возникли в ходе извержений центрального типа и размещаются среди платобазальтов. Детально изучены вулканические комплексы Брейддалур (Walker, 1963) и Тингмули (Carmichael, 1964) — крупные стратовулканы в окружении риолитовых интрузий. В некоторых случаях вместо единого сооружения наблюдается группа из нескольких меньших по размерам построек, формировавшихся рядом. Извержение риолитового материала, как правило, сопровождалось компенсационным проседанием с образованием вулкано-тектонических депрессионных форм, которые несогласно перекрыты

более высокими горизонтами платобазальтов. Именно такие соотношения прослежены автором настоящей статьи в районе Ньярдвика, где риолиты и риолитовые туфолавы, залегающие среди базальтов среднего миоцена, заполняют мульду поперечником около 7 км. Подстилающие платобазальты прогнулись к центру мульды под углом 10–15°, они интродуцированы многочисленными мелкими телами риолитов пластообразной или штокообразной формы. Существовавший в районе риолитового центра палеорельеф с относительными превышениями не более 100–200 м был погребен и нивелирован мощными брекчиями базальтового состава. Выше по разрезу следуют платобазальты горного массива Дирфьодль, залегающие почти горизонтально.

С эффузивными базальтами Восточной Исландии тесно связаны многочисленные базальтовые дайки, которые сходны с ними по составу и рассматриваются в качестве заполнения подводящих каналов трещинных излияний. Они сгруппированы в единую систему с преобладанием субмеридиональных простираний и обнаруживают ряд характерных признаков, проанализированных Э. Андерсоном (Anderson, 1951) на материале детально изученных палеозойских и третичных даек Шотландии. Внедрение происходило по вертикальным или почти вертикальным трещинам посредством раздвига крыльев в направлениях, перпендикулярных трещине; следов вертикального или сдвигового смещения, как правило, нет. Дайки образуют субпараллельную систему, но распределены на площади неравномерно, роями; мощность даек выдерживается однообразной в пределах всей системы. Исключение составляют весьма сложные по рисунку локальные дайковые поля (такие, как Ньярдвикское), приуроченные к центрам кислого вулканизма. В каждом поле простирание и наклон этих пересекающихся базальтовых даек весьма разнообразны, их ориентировка, по-видимому, контролировалась развитием вулканического аппарата и проседанием вулканотектонической депрессии.

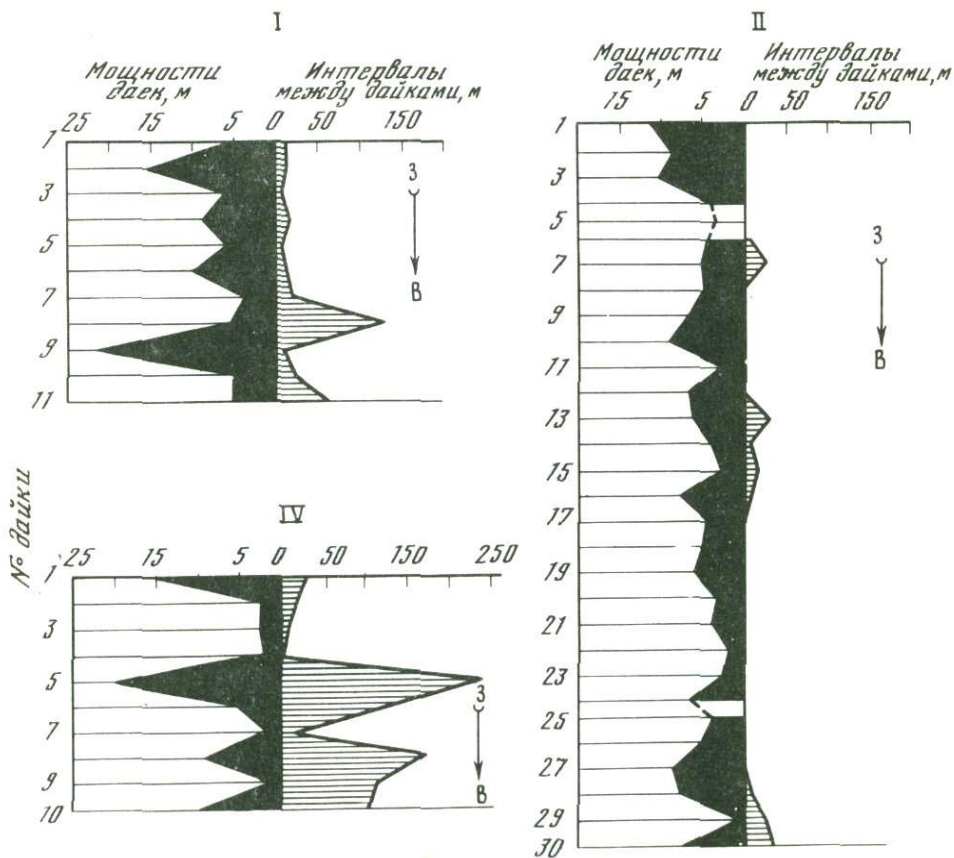
Линейная система базальтовых даек Восточной Исландии распадается на восемь крупных роев длиной до 40 км и шириной 6–9 км (в одном случае — до 14 км). Это рон Дигранес, Вопнафьёрдур, Тингмули, Брейддалур, Фаскрудсфьёрдур, Рейдарфьёрдур, Аульфтафьёрдур и Каульвафельсфьодль. Для уточнения данных о количестве даек и о доле даек среди миоценовых платобазальтов автор описал 14 поперечных профилей, расположенных как в роях разной частоты (рис. 2), так и в межроевых интервалах на отметках 0–300 м над уровнем моря. В рое Вопнафьёрдур доля даек варьирует от 8 до 50,4%, при этом дайковые зоны разделяются почти лишенными даек блоками платобазальтов шириной до 150 м. Усредненное значение доли даек для этого роя, вычисленное как средневзвешенное, равно 8,3%. Отдельные профили для роев Дигранес, Брейддалур, Аульфтафьёрдур и Каульвафельсфьодль дали цифры соответственно 8,1, 13,3, 8,1, 3,5%. Для межроевых интервалов описано 3 профиля, где на дайки приходится 2,3, 1,2, 1,2%.

Эти данные находятся в хорошем соответствии с результатами весьма тщательных измерений, проведенных ранее английскими геологами для района роев Брейддалур, Фаскрудсфьёрдур, Рейдарфьёрдур и Аульфтафьёрдур (Walker, 1959, 1960, 1963; Cibson et al., 1966).

В среднем для Восточной Исландии, судя по опубликованным и нашим данным, доля даек близ уровня моря определяется как 7% для роев и 1,5% для межроевых пространств. Наибольшее количество даек известно на широте около 65°: профиль от Фльотсдалур до мыса Герпир длиной 68 км пересекает четыре роя, усредненное значение доли даек для этого профиля 4,7%.

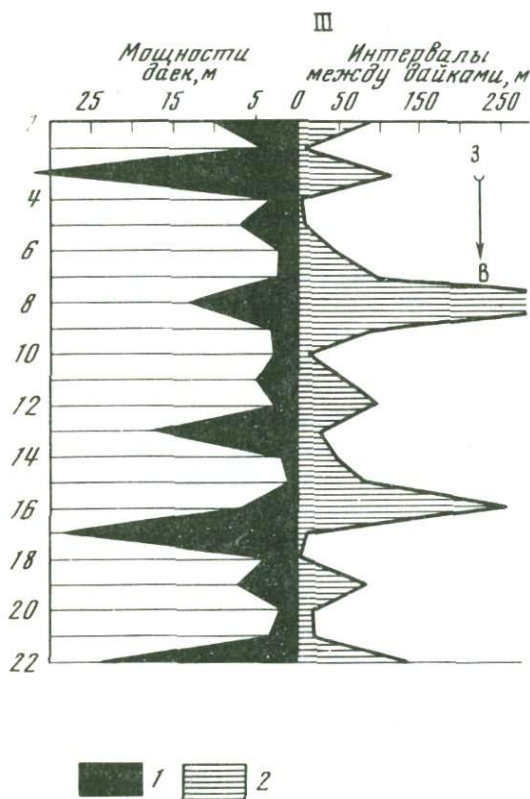
Проведенное автором измерение мощностей даек (276 измерений) показало, что выводы Дж. Уокера (Walker, 1959) по 570 измерениям в районе Рейдарфьёрдура верны для всей Восточной Исландии. Преобладают дайки мощностью от 1 до 2 м (20%), а для более мощных даек (вплоть до 15 м) частоты распределения убывают по параболе. Встречены единичные дайки мощностью до 20–22 м.

На тесную связь базальтовых даек Восточной Исландии с вмещающими платобазальтами среднего миоцена указывает их петрографическое и геохимическое сходство (Герасимовский и др., 1974). Изредка наблюдается непосредственное сочленение базальтового покрова и питавшей его дайки (Walker, 1964). По-видимому, каждое трещинное излияние завершалось кристаллизацией как эффузивного покрова, так и дайки, запол-



нившей трещину. Значит, количество даек должно закономерно убывать в направлении первичной кровли эффузивной серии. Этот вопрос специально исследовался Дж. Уокером в районе Беруфьёрдура. Убывание доли даек и их числа, установленное при подъеме от уровня моря к водораздельным отметкам 1000–1100 м, экстраполировалось до нуля по линейной зависимости. Все 15 таких графиков показали полное выклинивание даек на отметках 1350–1650 м, т.е. именно там, где могла находиться кровля эффузивной серии (Walker, 1960). В условиях "черепитчатого" залегания базальтовых покровов с наклоном на запад их возраст в этом направлении омолаживается. С востока на запад должно происходить и соответствующее омоложение даек.

С удивительным постоянством выдерживается взаимная ориентировка даек и базальтовых покровов. дайки перпендикулярны вмещающим платобазальтам и вместе с ними наклонены в направлении, поперечном рою: современные простирания даек и платобазальтов совпадают, и при прослеживании с севера на юг изменяются согласованно в северо-восточном направлении: от $2-4^{\circ}$ в роях Дигранес и Вопнафьёрдур до 33° в рое Аульфтафьёрдур и 63° в рое Каульвафельсфьодль. Так же как и монокли-



Р и с. 2. Мощность и частота даек в Восточной Исландии. Профили через рой Вопнафьёрдур: I – мыс Тангасьёрдур, длина 398 м, доля даек 23,1%; II – к югу от пос. Вопнафьёрдур, длина 328 м, доля даек 50,4%; III – мыс Скьёлскер, длина 2002,5 м, доля даек 9,1%; профиль через рой на мысе Дигранес: IV – длина 870 м, доля даек 8,1%

1 – мощность дайки, 2 – интервал между дайками

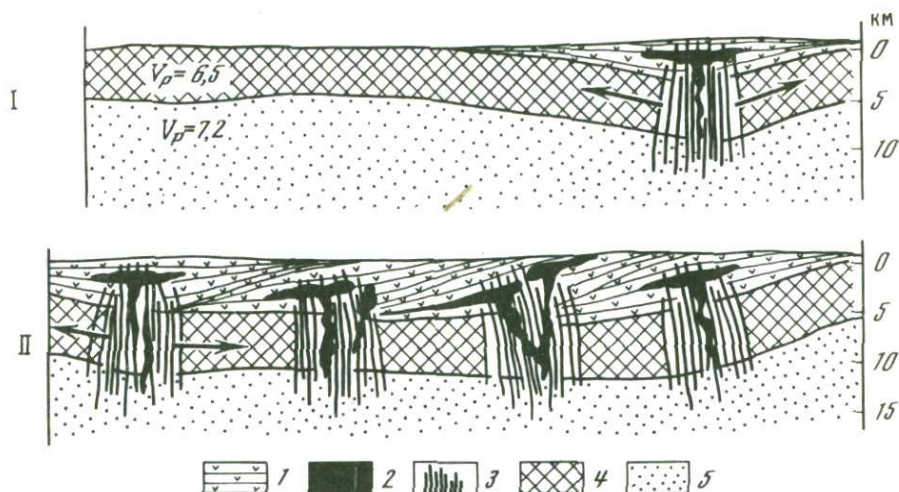
нальное залегание покровов, наклон даек должен был формироваться длительно — по мере излияния лав, проседания и относительной миграции прогиба.

Охарактеризованные выше платобазальты, риолитовые комплексы центрального типа и базальтовые дайки Восточной Исландии определенным образом взаимосвязаны в своем размещении как на площади, так и в разрезе. Давно уже замечено, что здесь, так же как и на ранее изученных шотландских территориях Британо-Арктической вулканической провинции, риолитовые комплексы располагаются обычно на оси роя базальтовых даек в его центральной части. В целом усматривается закономерная группировка вулканических и интрузивных образований (Pálmason, Saemundsson, 1974). Эффузивная серия Восточной Исландии может быть расчленена на несколько крупных линзообразных единиц. Каждая эффузивная линза сложена платобазальтами, сопровождается роем базальтовых даек и заключает в себе один или несколько риолитовых комплексов центрального типа, залегающих среди платобазальтов. В наиболее полном поперечном профиле Восточной Исландии, который отвечает возрастному интервалу 13—9 млн. лет, укладывается четыре такие линзообразные единицы, связанные с дайковыми роями Рейдарфьёрдур, Фаскрудсфьёрдур, Брейдалур и Тингмули. Следовательно, время формирования каждой единицы (и каждого роя даек) — около 1 млн. лет.

Геодинамическая обстановка базальтового вулканизма Исландии была рассмотрена в работах Г. Бодварсона, Дж. Уокера, И. Гибсона, Дж. Пайпера, Т. Эйнарссона, Г. Паульмаса (Bodvarsson, Walker, 1964, Gibson, 1966; Gibson, Piper, 1971, Einarsson, 1968, Pálmason, Saemundsson, 1974). В соответствии с изложенными выше геологическими и геофизическими данными наиболее вероятной представляется следующая схема развития вулканизма.

1. Формирование каждой эффузивной линзы было связано с заложением линейной, вытянутой субмеридионально зоны проницаемости, которая обеспечивала подъем расплавов сквозь консолидированный "базальтовый" слой, подстилающий эффузивную серию. Зона проницаемости возникла в результате приложения к "базальтовой" коре горизонтальных растягивающих напряжений, направленных широтно. Растяжение реализовалось многократным раздвигом земной коры посредством последовательного внедрения базальтовых даек, образующих рой. Каждая дайка в соответствии с моделью, предложенной Э. Андерсоном (Anderson, 1951), завоевала объем путем расклинивания вмещающих пород базальтовым расплавом. Горизонтальное смещение коры по мере раздвига облегчалось наличием под ней подушки вещества с пониженной вязкостью, которая продолжает существовать по настоящее время. Суммарная величина раздвига в одной зоне проницаемости (суммарная мощность даек одного роя на глубине) около 1 км. При продолжительности формирования роя, равной 1 млн. лет, скорость разрастания коры в одной зоне проницаемости могла быть около 1 мм/год.

2. Трещинные излияния базальтов происходили в субазальной среде на плоском плато невысоко над уровнем моря. Одна зона проницаемости поставляла материал для накопления 2,5—3 км базальтовых лав, образу-



Р и с. 3. Схема формирования эффузивной серии миоцена Восточной Исландии в условиях растяжения земной коры и последовательного смещения зоны проницаемости

1 — плато-базальты; 2 — риолитовый комплекс центрального типа; 3 — рой базальтовых даек; 4 — породы субстрата ("базальтовый" слой современной земной коры); 5 — слой пониженной вязкости, область питания базальтовых даек

щих эффузивную линзу. По направлению к ее краям вулканические горизонты выклинивались. Напластование покровов сопровождалось прогибанием коры, весьма совершенной изостатической компенсацией (рис. 3, I).

3. Функционирование зоны проницаемости способствовало зарождению в соответствующей зоне локального очага риолитовой магмы скорее всего путем контрастной дифференциации, так как геохимические данные свидетельствуют о родстве риолитовой и базальтовой магм Исландии. На такое родство указывают: соотношение изотопов стронция (Moorbath, Walker, 1965), отношение калия к рубидию (Sigurdsson, 1967), данные по изотопам свинца (Welke et al., 1968). За созреванием очага следовал подъем риолитовой магмы в той же линейной ослабленной зоне, где в дальнейшем кристаллизовались мощные (в среднем 15 м) риолитовые дайки и интрузивные тела более сложной формы. Извержение продолжалось недолго, формировались риолитовый комплекс центрального типа и связанные с ним вулканотектонические структуры. Все это вновь перекрывалось платобазальтами.

4. После отмирания одной зоны проницаемости закладывалась другая на расстоянии 5–10 км от предыдущей. Результатом последовательного смещения зоны проницаемости была волнообразная миграция вулканического прогиба (рис. 3, II). В ходе неравномерного опускания платобазальты, а вместе с ними и дайки приобрели свойственный им наклон. В наиболее изученном центральном пересечении Восточной Исландии такая миграция в течение среднего миоцена была однонаправленной и шла

с востока на запад. Однако весьма вероятно, что в других частях территории смещение зон проницаемости было более сложным.

5. Наличие в Исландии нескольких зон современного вулканизма позволяет предполагать и для миоцена одновременное развитие двух или более зон проницаемости. С таким допущением согласуются наблюдаемые в ее пределах неоднократные изменения элементов залегания и мощностей миоценовых платобазальтов. Если будет установлено число зон проницаемости, сосуществовавших в прошлом на одном пересечении, окажется возможным оценить величину и суммарную скорость разрастания земной коры для всей рассматриваемой области базальтового вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В.А.* Магматизм Исландии. — "Сов. геология", 1971, № 1.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И., Кригман Л.В., Несмеянова Л.И.* О соотношении щелочей и кремнезема в породах Исландии. — "Геохимия", 1974, № 7.
- Anderson E.M.* Dynamics of faulting and dyke formation. Edinburgh — London, 1951.
- Bodvarsson G., Walker G.P.L.* Crustal drift in Iceland. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1964, v. 8, N 3.
- Carmichael I.S.E.* The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. — *J. Petrology*, 1964, v. 5.
- Dearnley R.* A contribution to the geology of Lodmundarfjordur. — *Acta Naturalia Islandica*, 1954, v. 1, N 9.
- Einarsson T.* Remarks on crustal structure in Iceland. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1965, v. 10.
- Einarsson T.* Submarine Ridges as an effect of stress fields. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 24.
- Gibson I.L.* The crustal structure of eastern Iceland. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1966, v. 12.
- Gibson I.L., Kinsman D.J.J., Walker G.P.L.* Geology of the Faskrudsfjordur area, Eastern Iceland. — *Greinar*, 1966, v. 4, N 2.
- Gibson I.L., Piper J.D.* A. Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift. — *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 1971.
- Hermance J.F., Grillot L.R.* Correlation of magnetotelluric, seismic and temperature data from southwest Iceland. — *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75.
- Jux U.* Zur Geologie des Vophaifjord — Gebietes in Nordost — Island. — *Geologie*, Bd. 9, beiheft 28. Berlin, 1960.
- Moorbath S., Walker G.P.L.* Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland. — *Nature*, 1965, v. 207.
- Moortbath S., Sigurdsson H., Goodwin R.* K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland. — *Earth and Planetary Sci. Letters*, 1968, v. 4.
- Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — *Ann. rev. of Earth and Planetary sciences*, 1974, v. 2.
- Sigurdsson H.* The Icelandic basalt plateau and the question of sial. — In: *Iceland and Mid-Ocean Ridges*, 1967.
- Walker G.P.L.* Geology of the Reydarfjordur area, Eastern Iceland. — *Geol. Soc. London Quart. J.*, 1959, v. 114.
- Walker G.P.L.* Zeolite zones and dike distribution in relation to the basalts of eastern Iceland. — *J. Geology*, 1960, v. 68.
- Walker G.P.L.* The Breiddalur central volcano, Eastern Iceland. — *Geol. Soc. London Quart. J.*, 1963, v. 119.
- Walker G.P.J.* Geological investigations in Eastern Iceland. — *Bull. Volcanol.*, 1964, XXVII.
- Welke H., Moorbath S., Cumming G.L., Sigurdsson H.* Lead isotope studies on igneous rocks from Iceland. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 1968, v. 4.

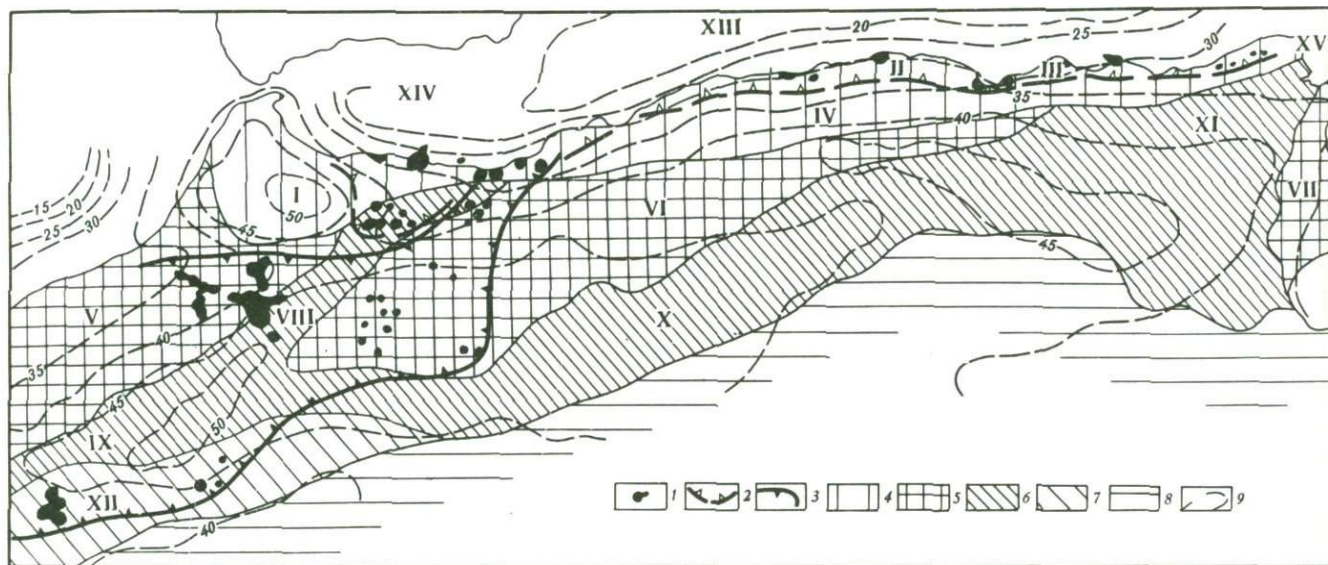
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ РАЗНОГО ТИПА В СЕВЕРНОЙ АФРИКЕ И АРАВИИ

На севере Африканского континента и Аравийского субконтинента в новейшее (неоген—плейстоценовое) время возникли различные по типу вулканические области, связанные с разнородными полями напряжений в земной коре. На этой обширной территории могут быть выделены по преобладающему составу продуктов вулканизма области распространения андезитовой и щелочно-базальтовой формаций. Отдельно обособляются области с развитием контрастных пород — щелочных базальтов и риолитов. Резкие различия в составе вулканических пород в этих областях могут быть объяснены существенно отличными геодинамическими условиями, определившими формирование очагов плавления и путей подъема магматических расплавов.

В области распространения андезитовой формации вулканизм был проявлен в неогене в узкой полосе на северо-западном окончании Африканского континента, вдоль побережья Средиземного моря. Выделяемая здесь Рифско-Кабильская вулканическая зона (рис. 1) включает районы Рас-Тарф, Гелай, Гийиз и Бени-бу-Яхи, Делис, Уэд-Амизур, Ковалло, Колло, Кап-де-Фер и Нефза. Среди продуктов вулканизма этих районов, представленных вулканическими породами от липаритов до базальтов, преобладают андезиты. Их образование связано как с гомодромным, так и с антидромным направлениями дифференциации. В развитии вулканизма выделяются субаквальная и субаэральная стадии, последовательно сменяющие одна другую. Отмечается некоторое возрастание щелочности пород в южном направлении, в сторону Африканского континента.

Палеогеографические данные (Сулиди-Кондратьев, Козлов, Кузнецов, Зубков, 1974) показывают, что во время проявления вулканизма в миоцене здесь протягивалась островная гряда, образующая дугу, обращенную выпуклостью к северу, в сторону Алжиро-Прованской глубоководной котловины Средиземного моря. По своим параметрам эта дуга близка к типичным океаническим дугам, например к Курильско-Алеутской. Рифско-Кабильская дуга имела протяженность 1200—1500 км при ширине 50—150 км с радиусом кривизны 1600—2000 км. Эта зона имеет общие черты с островными дугами также по характеру металлогении. Здесь развиты медно-полиметаллические вулканогенно-осадочные месторождения, близкие по типу к месторождениям "куроко" — характерному оруденению комплекса вулкаников островной дуги.

Существенные отличия от островных дуг Тихоокеанского пояса заключаются в гораздо меньших масштабах вулканизма и его ограниченной продолжительности во времени. В связи с этими отличиями и расположением Рифско-Кабильской зоны вдоль границы континента и впадины с корой субокеанического типа нами предлагается выделять подобные



Р и с. 1. Схема новейшего вулканизма и тектоника Атласа
 1 – вулканические районы неоген-четвертичного времени;
 2 – граница Рифско-Кабильской зоны (преобладает андезитовая формация); 3 – граница Марокканской области (преобладает щелочно-базальтовая формация); 4 – Магрибская эпигеосинклинальная орогенная область; 5 – периферические массивы; 6 – эпиплатформенные складчатые зоны; 7 – краевые поднятия платформы; 8 – Сахарская плита; 9 – изолинии нормальной толщины коры по

гравиметрическим данным (в км)

Тектонические элементы: I – Эр-Риф; II – Большая Кабилия; III – Малая Кабилия; IV – Телль-Атлас; V – Марокканская Месета; VI – Высокие Плато; VII – Тунисский Сахель; VIII – Средний Атлас; IX – Высокий Атлас; X – Сахарский Атлас; XI – Тунисский Атлас; XII – Антиатлас; XIII – Алжиро-Прованская котловина; XIV – впадина Альборанского моря; XV – впадина Тунисского пролива

зоны в качестве субокеанических дуг (Козлов, Сулиди-Кондратьев, 1974; Козлов, Негруца, Сулиди-Кондратьев, 1974). Образование субокеанических вулканических дуг связано с формированием субокеанических впадин; более того, анализ вулканизма позволяет высказать некоторые соображения о тектонической природе самих впадин.

Изучение Рифско-Кабильской зоны показало наличие здесь особых геодинамических условий, определивших формирование субокеанической вулканической дуги, которые можно объяснить спецификой глубинного строения этой территории. При отсутствии профилей ГСЗ и сейсмологических материалов общие представления о строении коры в целом получены нами путем составления схемы "нормальной" толщины коры по гравиметрическим данным. Использован "осредненный" график зависимости толщины коры и аномалии Буге (Деменицкая, 1967). Несмотря на приближенность этого метода, он позволил получить общую картину строения коры. При этом оказалось, что вулканическая зона приурочена к своего рода растянутой гравитационной ступени, указывающей на утонение коры в сторону Алжиро-Прованской котловины. Средний наклон кровли мантии в сторону от котловины составляет 0,2, т.е. около 12° , что является значительной величиной. Наклон объясняется развитием в пределах Алжиро-Прованской котловины мантийного диапира (Berry, Knoroff, 1967). Большой наклон кровли мантии должен влиять на структуру коры, приводя к напряженному состоянию, следствием которого может быть смещение масс в этом же направлении.

Эти представления согласуются с геологическими данными, так как в центральной части Атласской области, расположенной к югу от Алжиро-Прованской котловины, отчетливо проявлены тангенциальные деформации, величина которых постепенно ослабевает в сторону от котловины (Козлов, Сулиди-Кондратьев, 1972). Они привели здесь к последовательной смене зон: зона покровов — зона чешуй — зона взбросов и сдвигов — зона флексур — асимметричные прогибы (с более крутым северным бортом). Близкая зональность, но в обратном направлении проявлена в Бетской Кордильере, на юге Пиренейского полуострова (Тектоника Африки, 1973). Бетская Кордильера и береговые цепи Атласа образуют симметрично построенные зоны по отношению к Алжиро-Прованской котловине. Наличие такой симметрии дает основание связывать деформации по периферии этой котловины с формированием самой глубоководной впадины. При этом структуры Эр-Рифа прослеживаются в Бетскую Кордильеру через Гибралтарский пролив, что позволяет говорить о структурном единстве так называемой Гибралтарской дуги (Didon, Durand-Delga, Kornprobst, 1973).

Вулканические районы занимают преимущественно тыловое положение (Милановский, Короновский, 1973) по отношению к зоне покровов. Именно здесь вполне могли возникнуть благоприятные условия для проявления вулканизма в связи с ростом мантийного диапира и расползанием блоков литосферы в сторону от него. Вулканические районы в большинстве случаев приурочены к относительно приподнятым выступам кристаллического основания, сложенного метаморфическими поро-

дами докембрия. Вулканизм андезитовой формации был проявлен в условиях резко дифференцированных вертикальных движений, приводивших к образованию сильно расчлененного рельефа. К вулканическим островам в начале миоцена примыкали глубокие флишевые прогибы с осадочными клиппенами. Последующие поднятия привели к формированию горной цепи, расположенной вдоль границы континента и субокеанической впадины.

Сопоставление времени проявления вулканизма с фазами надвигообразования показывает, что они в целом принадлежат к единой эпохе, что свидетельствует об общности вызывающего их геодинамического процесса. Вместе с тем отдельные стадии интенсивной вулканической деятельности и фазы надвигообразования асинхронны.

В Рифско-Кабильской вулканической дуге вулканизм был проявлен в миоцене—раннем плиоцене. Ограниченность времени вулканизма имеет существенное значение для понимания природы Алжиро-Прованской котловины. В этом направлении интересны также сопоставления возраста вулканизма в отдельных звеньях Рифско-Кабильской дуги со строением прилегающих участков Западного Средиземноморья. В центральном звене дуги вулканизм был наиболее ранним, его проявления относятся к раннему — среднему миоцену. Против этого звена расположена Алжиро-Прованская котловина, формирование которой как глубоководной впадины практически завершено. Здесь нет вулканов, повышенной сейсмичности, дно ее выровнено и глубоко погружено, гравитационное и магнитное поля сравнительно однородны.

Против западного звена, где вулканизм происходил в позднем миоцене — раннем плиоцене, находится впадина Альборанского моря, где процесс преобразования, вероятно, продолжается, хотя и может находиться в завершающей стадии. Здесь много эпицентров землетрясений, имеются конусы подводных вулканов плейстоценового возраста, дно сильно расчленено, гравитационное и магнитное поля отличаются сложной структурой. В непосредственной близости от восточного звена Рифско-Кабильской дуги с вулканизмом позднего миоцена находится так называемый Тунисско-Сицилийский порог с крайне сложным строением акватории и вулканическими островами.

Важно отметить, что в пределах Альборанского моря и Тунисского пролива развиты структуры растяжения. К ним принадлежит Гибралтарский рифт, раскрытие которого произошло в начале плиоцена, вызвав быструю ингрессию плиоценового (плезанского) моря. О рифтовой природе Гибралтарского пролива свидетельствуют его грабенообразное строение, согласованность структур на противоположных берегах, наличие резкой положительной гравитационной аномалии, значительная глубина. На восточном продолжении Гибралтарского рифта располагается центральная, наиболее опущенная часть впадины Альборанского моря, где кора имеет субокеаническое строение. Другой структурой растяжения является рифт Тунисского пролива (Мальтийский грабен), являющийся одним из звеньев Европейско-Африканской рифтовой системы (Illies, 1969).

Развитие вулканической дуги по периферии субокеанической впадины дает все основания связывать ее образование с формированием этой впадины. Представления о тектонической природе таких впадин в Средиземноморье противоречивы. С позиций тектоники плит они считаются обычно реликтами Тетиса, образовавшимися при закрытии этого палеоокеана в результате продвижения Африканской плиты к северу. В этом варианте образование вулканической дуги должно объясняться надвиганием материка на впадину с океанической корой. Существенным возражением таким представлениям является ограниченность андезитового вулканизма в Рифско-Кабильской дуге лишь неогеновым временем, хотя по существующим мобилистическим представлениям движение Африканской плиты, связанное с раскрытием Атлантического океана, началось еще в мезозое (Hsü, 1971; Smith, 1971), а промежуток между Пиренейским полуостровом и Северной Африкой еще в палеоцене мог достигать 1500 км (Ле Пишон, 1974).

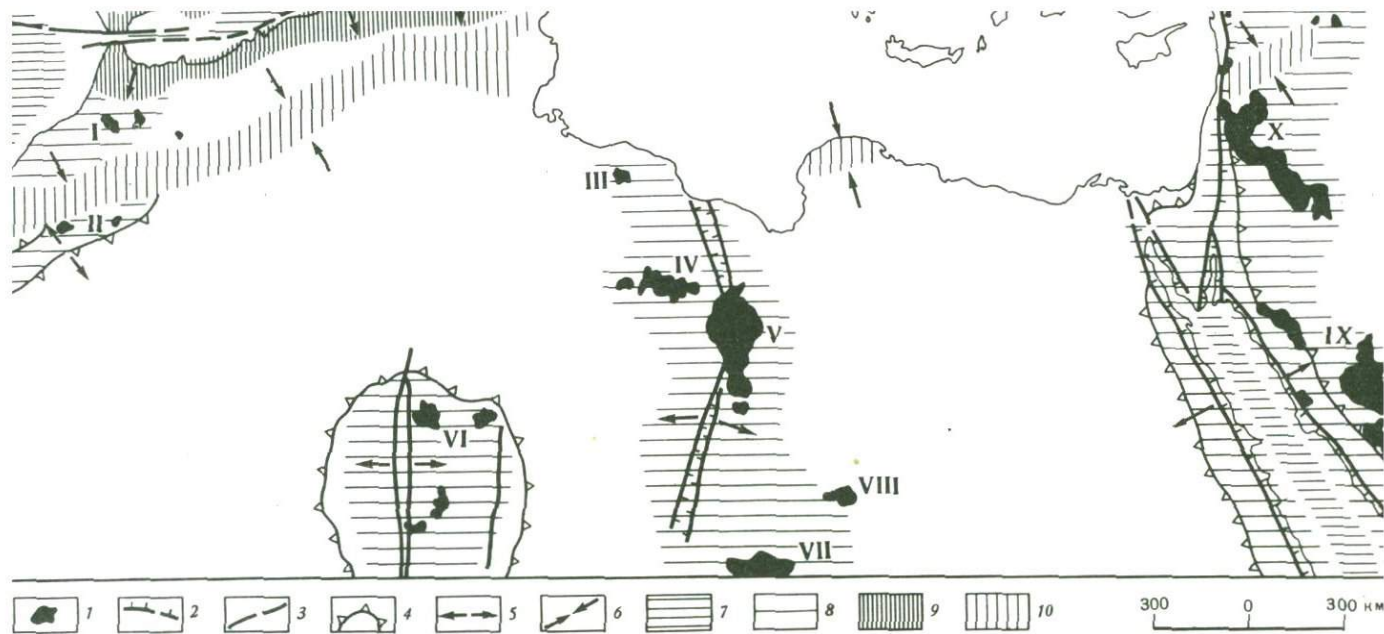
Представляется более вероятным, что Алжиро-Прованская субокеаническая впадина является новообразованной, получившей современную структуру лишь в неогене. Современной моделью формирования субокеанических впадин является впадина Тирренского моря, где сейчас происходит, очевидно, процесс преобразования коры. Поэтому Тирренская впадина в отличие от Алжиро-Прованской котловины обрамлена действующими вулканами. По отношению к Тирренской впадине возможные движущие силы тектонического процесса были проанализированы Ф. Беммеленом (Bemmelen, 1972), пришедшим к выводу, что строение этого региона можно удовлетворительно объяснить лишь подъемом активного мантийного диапира, а не движением литосферных плит. Формирование Тирренской глубоководной впадины началось лишь с конца среднего плиоцена (Selli, Fabbri, 1971) и продолжается в настоящее время с одновременным преобразованием континентальной коры в океаническую, толщина которой составляет сейчас всего 11–12 км. Впадина отличается высокой сейсмичностью, что объясняется наличием волновода на глубине 50–60 км (Ritsema, 1972). Формирование этой впадины также сопровождалось образованием шарьяжей по периферии.

Приведенные материалы дают основание рассматривать андезитовый вулканизм в дугах по периферии субокеанических впадин как индикатор времени преобразования коры и становления самой впадины, не привлекая построения тектоники плит, предусматривающие продвижение Африканской плиты к северу и закрытие Тетиса. С такой трактовкой согласуются также данные о стационарном положении районов новейшего вулканизма на севере Африканского континента в неогене—плейстоцене без признаков прохождения над "горячими точками" в результате перемещения Африканской плиты (Burke, Wilson, 1972). При этом Тетис представляется субокеаническим поясом с мобильной тектонической обстановкой в течение длительного времени, благодаря чему здесь могли возникнуть и в прошлом подобные впадины с субокеанической или даже с океанической корой (Кузнецов, Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1974). Свидетельством этого являются реликты океанической коры раннего мезозоя (офиолитовый меланж).

Формирование субокеанических впадин, в частности Алжиро-Прованской котловины, сопровождалось перестройкой коры, обусловленной, вероятно, ростом мантийного диапира. Такая перестройка приводила к обстановке растяжения как в пределах самой котловины, так и по ее периферии, что подтверждается характером тангенциальных деформаций. Однако здесь нет ни срединных хребтов, ни щелевых рифтовых впадин, ни симметрично расположенных полосовых аномалий магнитного поля, которые свойственны областям разрастания океанической коры, иначе говоря, спрединга. Можно предполагать, что в Алжиро-Прованской котловине в раннем—среднем миоцене существовала область преобразования коры особого типа, которую можно в этом случае назвать областью ареального спрединга в отличие от областей линейного спрединга, свойственного срединно-океаническим хребтам и щелевым рифтам. Если такое предположение окажется справедливым, представится возможным разделять области формирования океанической коры на линейные и ареальные. Такое разделение будет отражать возможность проявления в разных тектонических областях механизма преобразования коры разного типа, допустив тем самым возможность существования, казалось бы, взаимно исключающих геотектонических концепций, объясняющих формирование океанической коры спредингом или базификацией, а в предлагаемом варианте — линейным и ареальным спредингом.

Щелочно-базальтовый вулканизм сконцентрирован в пределах севера Африки и Аравии в многочисленных вулканических районах (рис. 2), которые можно объединить в Левантинскую, Суэцко-Красноморскую, Ливийскую и Марокканскую области. Южнее располагаются вулканические районы Аххагара и Тибести.

Районы проявления вулканизма имеют обычно неправильные очертания и приурочены к различным тектоническим элементам. В Левантинской области (Козлов, Поникаров, Разваляев, 1967) вулканизм приурочен к сводовому поднятию Джебель-Ансария, к отдельным валообразным поднятиям (Абд-эль-Азис и Камышлы-Жарачок), развит в пределах крупных приподнятых блоков с практически горизонтальным залеганием слоев (Алепское плато, Сирийская пустыня). В Ливийской области вулканический район Гарьяна приурочен к склону поднятия Джебель-Нефус; районы Эс-Сода и Эль-Харудж-эль-Асвад расположены на седловидных поднятиях между впадинами Хамра, Мурзук и Сирт. В Марокканской области вулканические районы приурочены к сводовому поднятию Антиатласа, к району горстового строения в Центральном массиве Марокканской Месеты, к району Среднего Атласа со сложным блоковым строением. Районы Аххагара и Тибести находятся в пределах резко выраженных сводовых поднятий, где на поверхность выведен докембрийский цоколь платформы. В целом вулканические районы расположены на сводах, на плечах рифтовых долин, выраженных полусводами, на участках блокового строения с приподнятыми горстами. Отчетливо проявлена связь районов вулканизма с континентальными рифтами. Вулканические районы Джебель-Ансария и Хауран расположены в непосредственной близости от северного продолжения Восточно-



Р и с. 2. Геодинамическая схема Северной Африки и Аравии

1 – районы неоген-четвертичного вулканизма щелочно-базальтовой формации; 2 – рифтовые разломы; 3 – субрифтовые разломы; 4 – сводовые поднятия; 5 – направление максимальных растягивающих усилий; 6 – направление максимальных сжимающих усилий; 7 – области интенсивного растяжения и разрыва литосферы; 8 – области растяжения литосферы;

9 – области интенсивного сжатия; 10 – области умеренного сжатия

Основные вулканические районы: I – Марокканская Месета; II – Антиатлас; III – Гарьян; IV – Эс-Сод; V – Эль-Харудж-эль-Асвад; VI – Аххагар; VI' – Тибести; VIII – Увейнат; IX – Хиджаз; X – Хауран

Африканской рифтовой системы. Вдоль рифта Красного моря протягиваются обширные поля базальтов в Хиджазе.

Вулканические районы Ливийской области и Тибести сопряжены с субмеридиональными разломами, которые рассматриваются в качестве звеньев Европейско-Африканской рифтовой системы (Shies, 1969), прослеживаемой от грабенов озера Мьёса и Осло, через Рейнский грабен, депрессию долины Роны, грабены Сардинии и Тунисского пролива к грабену Хон (Миссурата) в Ливии, разломам Тибести и зоне Бенуэ. Вулканизм Аххагара связывается с меридиональными разломами, имеющими древнее заложение, но интенсивно развивавшимися на новейшем этапе. Наличие четко выраженной депрессии вдоль главного разлома Аххагара позволяет допускать здесь проявление усилий растяжения, хотя они не оказались достаточными, чтобы привести к образованию рифтовой впадины. Эти разломы, отличающиеся от истинных рифтовых разломов меньшими растягивающими усилиями и отсутствием сопровождающих их рифтовых впадин, целесообразно называть субрифтовыми разломами.

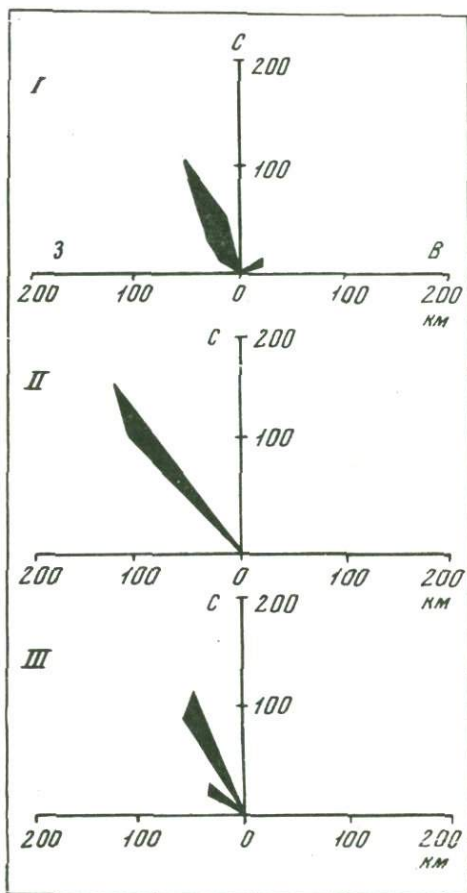
С меридиональными рифтовыми и субрифтовыми разломами связаны вулканические районы преимущественно неогенового возраста. Для последующего плейстоцен—голоценового времени на самом севере Африки и Аравии можно допускать некоторую переориентировку поля напряжений. Широко распространенные в Левантинской, Ливийской и Марокканской областях базальты позднего плейстоцена—голоцена с четко выраженными вулканическими аппаратами образуют ряды вулканов, которые насажены на крупные разрывы, являющиеся подводными каналами. Эти разрывы предлагается называть вулканогенерирующими. Они представляют собой вертикальные трещины растяжения без смещений или с незначительными смещениями протяженностью 10—100 км, что сопоставимо с глубиной их проникновения через земную кору вплоть до мантийных очагов базальтовой магмы. Вулканогенерирующие разрывы пересекают самые разнообразные тектонические элементы, не обнаруживая явной связи с тектонической структурой. Несмотря на значительную разообщенность вулканических областей, в их пределах повсеместно сохраняется северо-западная ориентировка вулканогенерирующих разрывов (рис. 3). Разрывы других направлений и другого типа не играют в размещении вулканов существенной роли. В позднем плейстоцене—голоцене на обширной территории Северной Африки и Аравии было проявлено единое поле напряжений, связанное не с формированием отдельных тектонических элементов, а с геодинамической обстановкой в целом. Вулканогенерирующие разрывы этого региона являются, скорее всего, проявлением планетарной трещиноватости.

Напротив, в районах с признаками значительных напряжений сжатия, к которым относятся эпиплатформенные складчатые зоны и миогеосинклиналильные прогибы (Высокий и Сахарский Атлас, Пальмириды, Тель-Атлас), вулканизм не проявлен. С геодинамических позиций, общих для всех районов щелочно-базальтового вулканизма, отчетливо проявлена приуроченность к зонам растяжения. При этом признаками

Рис. 3. Розы-диаграммы разломов, контролирующих положение вулканических аппаратов позднего плейстоцена—голоцена

I — Левантинская область, II — Ливийская область, III — Марокканская область

существенных растягивающих усилий в литосфере, наряду с развитием щелочно-базальтового вулканизма, являются сводовые и горстовые поднятия и континентальные рифтовые системы. В этом варианте рифты рассматриваются как крайние случаи формирования зон растяжения. Наличие обширных полей вулканизма в стороне от рифтов по обрамлению Восточно-Африканской рифтовой системе позволяет связывать образование здесь как самих рифтов, так и вулканизма с развитием обширной зоны растяжения литосферы. При этом объяснении, допускающем лишь простое расхождение литосферных плит в сто-



роны от рифтов, трудно допустить условия растяжения в краях расходящихся плит. Несовместимость сводовых поднятий и районов вулканизма в Африке, связанных общностью происхождения, с представлениями о значительных смещениях Африканской плиты была показана ранее (Gill, 1974).

Щелочные базальты и риолиты образуют ассоциацию резко контрастных по составу пород без промежуточных разностей, которая проявилась лишь в отдельных районах Северной Африки. Учитывая дискуссионность проблемы образования кислых пород, сопровождающих базальты, мы попытались выявить общие геодинамические условия их проявления. Кислые породы залегают на этой территории обычно в виде экструзивных куполов. Объемы вулканического материала находятся в подчиненном количестве по сравнению с базальтами. При этом не отмечается четких соотношений между масштабами и длительностью базальтового вулканизма и наличием или отсутствием кислых пород. Развитие значительного и растянутого во времени прогресса коры в результате подъема базальтовой магмы не может служить достаточным условием для образования очагов плавления в коре с подъемом кислого

материала на поверхность. Кислые породы развиты лишь в районах, приуроченных к наиболее высокоамплитудным сводовым или блоковым поднятиям, где на поверхность выведены кристаллические породы цоколя платформы. Эти поднятия четко выделяются на карте неотектоники Африки (Милановский, 1969). В районах умеренных поднятий, сложенных породами осадочного чехла, кислые вулканиты отсутствуют, несмотря на большие масштабы базальтового вулканизма (Хауран). В некоторых районах (Антиатлас) с развитием крупного высокоподнятого свода, сложенного кристаллическими породами докембрия, кислых пород нет хотя севернее, в пределах Центрального массива Марокканской Месеты, для которой характерны меньшие поднятия, имеются купола кислых пород. Для этих районов оказалось возможным сопоставить данные о мощностях коры. В Антиатласе районы проявления базальтового вулканизма приурочены к участкам, где кора, по гравиметрическим данным, достигает 45 км. В районе Центрального массива мощность коры заметно сокращена, по крайней мере до 35 км. Аналогичные значения мощности коры допускаются и для других районов появления кислых пород. Возможно, более существенные различия в строении коры выявились бы в случае, если можно было бы сравнивать не только суммарные мощности, но и разрезы коры в районах с отсутствием и развитием кислых пород, сопровождающих базальты.

З а к л ю ч е н и е. Формирование вулканических областей с различным составом продуктов вулканизма в Северной Африке и Аравии связывается с разнородной геодинамической обстановкой. Андезитовый вулканизм проявляется лишь по периферии субокеанических впадин, где происходит преобразование коры с развитием субокеанических вулканических дуг. Щелочно-базальтовый вулканизм в сочетании со сводовыми поднятиями, рифтовыми и субрифтовыми разломами связывается с зонами растяжения литосферы. Образование кислых пород, сопровождающих базальты и образующих вместе с ними кингитные ассоциации, происходит в районах наиболее резких сводовых поднятий, где на поверхность выведены кристаллические породы, наряду с относительно сокращенной суммарной толщиной коры.

Вулканизм различного состава, проявившихся практически синхронно на обширной территории Северной Африки и Аравии в неоген—четвертичное время, следует объяснять общей гетерогенизацией тектоносферы, связанной с перестройкой коры во многих районах и приводящей к образованию мобильной геодинамической обстановки, благоприятной для возникновения зон растяжения, очагов плавления на разных уровнях и проникновения магматических расплавов на поверхность с образованием вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967.
Козлов В.В., Поникаров В.П., Развалев А.В. Новейший вулканизм северного склона Аравийской части Африканской платформы. — Вестник МГУ, серия геол., 1967, № 2.

- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Тектонические деформации в перигеосинклинальных областях на примере Северной Африки и Аравии. – В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972.
- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Стадийность и направленность в эволюции новейшего вулканизма северных частей Африки и Аравии. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
- Козлов В.В., Негруца В.З., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Роль вулканогенно-осадочного литогенеза в формировании вулканических дуг субокеанического типа. – В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974.
- Кузнецов Ю.Я., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента. – "Геотектоника", 1974, № 2.
- Ле Пишон Кс. Спрединг океанического дна и дрейф континентов. – В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
- Милановский Е.Е. Карта неотектоники Африки. – Изв. Высш. учебн. завед., геология и разведка, 1969, № 5.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орóгенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., "Недра", 1973.
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Кузнецов Ю.Я., Зубков В.А. Основные черты палеогеографии Атласской области в мезозое и кайнозое. – Бюл. моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии, 1974, № 4.
- Тектоника Африки. Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор. Мюре. М., "Мир", 1973.
- Bemmelen R.W., van. Driving forces of mediterranean orogeny (Tirrhonian test-case). – Geology en mijnbouw., 1972, v. 51, N 5.
- Berry M.J., Knopoff L. Structure of the Uppere Mantle under the Western Mediterranean basin. – J. Geophys. Res., 1967, 72, N 14.
- Burke K., Wilson J.T. Is the African plate stationary? – Nature, 1972, v. 239, N 5372.
- Didon J., Durand-Delga M., Kornprobst J. Homologies géologiques entre deux rives du détroit de Gibraltar. – Bull. Soc. géol. France, 1973, v. 15, N 2.
- Gill R.C.O. African swells, magmatism and plate tectonics. – Nature, 1974, v. 247, N 5435.
- Hsü K.J. Origin of the Alps and Western Mediterranean. – Nature, 1971, v. 233, N 5314.
- Illies J.H. An intercontinental belt of the World Rift system. – Tectonophysics, 1969, v. 8 (1).
- Ritsema A.R. Deep earthquakes of the Tyrrhenian Sea. – Geology en mijnbouw., 1972, v. 51, N 5.
- Selli R., Fabbri A. Tyrrhenian: a Pliocene deep sea. Atti Accad. naz. Lincei Rend. – Cl. sci. fis. mat. e natur., 1971, v. 50, N 5.
- Smith A. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. – Bull. Geol. Soc. Am., 1971, v. 82, N 8.

Н.С. Северина

Институт физики Земли АН СССР

НЕКОТОРЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ МАГМЫ

Для построения механизма подъема магм по каналам и взаимодействия расплава с окружающей средой предлагалось несколько подходов: принцип газового лифта (Перчук, 1973), принцип избыточных напряжений и хрупкого разрушения (Баренблатт, 1956; Робертсон, 1972; Anderson, 1938), гидростатического давления и плавучести (Раст, 1972; Федотов, 1974). Анализ и критика этих подходов дана С.А. Федотовым (1974).

*Силы, вызывающие подъем магм по каналам, до сих пор плохо понятны. В данной работе делается попытка рассмотреть один из частных случаев динамической активности магм — процесс становления дайковых интрузий. Постановка работы была обсуждена с Ю.М. Шейнманном и выбор параметров для расчетов сделан в соответствии с положениями его монографии (1968).

Целью работы является формулировка задач на языке теорий упругости и вязкой несжимаемой жидкости.

Магма при определенных температурах и давлениях ведет себя как жидкость. Этим определяется ее особая тектоническая роль по сравнению с окружающими горными породами, которые представляют собой твердое тело. Термическая активность магматического расплава обусловлена способностью к конвективному переносу тепла магматического очага, тогда как в окружающих горных породах передача тепла осуществляется медленным переносом молекулярной теплопроводности. Поэтому магма может расплавлять твердые породы на пути своего движения. При этом надо учитывать, что вязкость магмы сильно зависит от температуры. Повышенная механическая активность магматического расплава по сравнению с вмещающими горными породами обусловлена тем, что любые сколь угодно малые силы вызывают в жидкости движение со скоростями, отличными от нуля. Реакция же твердого тела на воздействие такова, что в нем могут накапливаться значительные конечные напряжения, не вызывающие разрушений и смещений, пока они не превзойдут некоторого критического предела.

Существенное значение имеет различие в распределении давления в жидкости и в твердом теле. В жидкости устанавливается равномерное гидростатическое давление, зависящее от высоты выше расположенного столба жидкости и от ее удельного веса. В твердых телах возможно неравномерное распределение давлений и напряжений, характеризующихся тензорными величинами.

В создании полного горного давления участвуют несколько составляющих. Одна из вертикальных составляющих по аналогии с гидростатикой называется литостатической. Она равна сумме произведений удельного веса породы в каждом слое на мощность слоя. Литостатическое давление ослабляется величиной давления поровой жидкой фазы, появление которой обусловлено реакцией дегидратации минералов ηP_n (Griggs, 1967).

Существенное отклонение от литостатического давления возникает также из-за способности твердых тел накапливать напряжения. Это вызывает появление "тектонической" составляющей горного давления. Попытка оценить пределы "тектонической" составляющей была предпринята Ф. Берчем (Birch, 1964), а также Р. Аффеном и А.М. Джессопом (Uffen, Jessop, 1963).

На основе этих работ можно сделать вывод, что при максимальных растягивающих напряжениях возможно значительное понижение давления до глубин в несколько десятков километров. Следовательно, до этих глубин облегчено образование трещин и разломов. В результате эффективное вертикальное давление определяется как

$$P_{ef} \approx P_L - \eta P_n \pm P_T \quad (1)$$

Горизонтальная составляющая горного давления или "боковое" давление равно (Желтов, 1966)

$$P_{\text{б}} = a P, \quad a = \frac{\nu}{1 - \nu}, \quad (2)$$

где ν — коэффициент Пуассона данной породы, P — вертикальное горное давление.

Поскольку земная кора неоднородна и разбита микротрещинами, то в областях трещиноватости происходит понижение давления. Системы микротрещин нарушают сплошность массивов. Монолиты чередуются с областями рыхлых пород, области изотропности — с областями анизотропии (Белоусов, 1966).

С другой стороны, физические свойства горных пород зависят от степени влагонасыщенности и сланцеватости. Поэтому земная кора представляет собой конгломерат, а не монолит. Это делает естественным выделение блоков конечных размеров внутри земной коры и позволяет рассматривать взаимодействие магмы с этими блоками. В таком конгломерате горных пород магма является активным носителем движения и тепла. Перейдем к количественной оценке интрузивной активности магмы.

В общей постановке задачи движение магмы, как вязкой несжимаемой жидкости, описывается системой нелинейных дифференциальных уравнений в частных производных. Эта система термогидродинамических уравнений должна быть дополнена системой уравнений термоупругости для окружающих твердых пород. Для ориентировочных оценок в работе применяется ряд упрощенных гидродинамических соотношений с учетом специфики конкретных геологических структур.

Возможны различные случаи упрощения задачи о движении магмы и реакции окружающих горных пород, например: мы используем применение теории сопротивления материалов (Баренблатт, 1956); энергетический подход (Желтов, Христианович, 1955). Используются интегральные теоремы гидродинамики.

Геологические объекты обладают широким спектром возможных состояний и большой степенью неопределенности в значениях исходных данных.

Выделим три этапа в процессе дайкообразования.

1. Образование первоначального магматического канала в земной коре вследствие магморазрыва.

2. Динамические эффекты при движении магмы в узких вертикальных щелях.

3. Завершающий этап — расширение магматического канала.

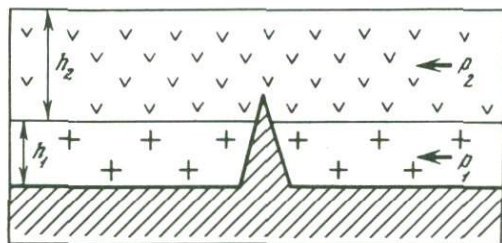
Рассмотрим каждый этап в отдельности.

Рассмотрим один из возможных механизмов образования первоначальной вертикальной трещины и последующего ее возрастания в горизонтальном направлении и вертикальном.

Предположим, что магматический очаг расположен на глубине 50—60 км, в тектонически малоактивной зоне, где слои можно считать залегающими горизонтально (Шейнманн, 1968).

В магме устанавливается гидростатическое давление, соответствующее данной глубине. Магматический расплав, находящийся под большим давлением, при малейшей возможности стремится вклиниться в выше-лежащий слой. Внедрение магмы произойдет с большей вероятностью, если над очагом расположен пласт пониженного давления.

Пройдя пласт пониженного давления, магматический клин сталкивается с сопротивлением более прочного слоя (рис. 1).



Р и с. 1. Модель роста вертикальной трещины

h_1, h_2 — толщина слоев, p_1, p_2 — боковое давление; заштрихована область магмы

Условием дальнейшего расклинивания в такой двуслойной системе является превышение давления в магматическом клине сверх критического значения ΔP_K , определяемого следующей формулой (Желтов, Христианович, 1955, Желтов, 1966):

$$\left[\Delta P_K = P_2 - (P_2 - P_1) \left[1 - \frac{2}{\pi} \arccos \frac{h_1}{h_1 + h_2} \right] \right], \quad (3)$$

где индексы 1 и 2 соответствуют слоям пониженного и повышенного давления (рис. 1), а ΔP — превышение давления в магме над давлением в пласте 1. Величины отношений $\Delta P_K/P_2$ приведены в табл. 1. На этой таблице видно, что чем больше подслоя 1 пониженного давления (т.е. чем меньше значение h_2/h_1) и чем меньше в нем боковое давление (т.е. чем больше значение P_2/P_1), тем больший стимул к росту имеет первоначальная трещина.

Пусть, например, слой 1 в два раза толще слоя 2, как на рис. 1, а боковое давление в слое 1 в три раза меньше, чем в слое 2. Тогда крити-

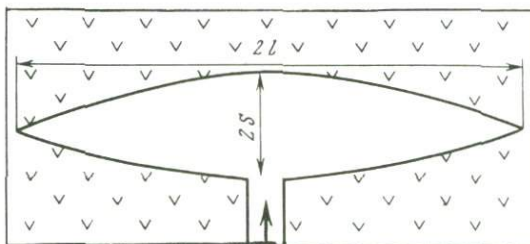
Таблица 1
Отношения $\Delta P_K/P_2$ для различных h_2/h_1 и P_2/P_1

P_2/P_1	h_2/h_1						
	0,1	0,5	1	2	3	4	5
	$\Delta P_K/P_2$						
10	0,13	0,39	0,65	0,8	0,85	0,86	0,91
4	0,44	0,49	0,71	0,83	0,87	0,89	0,92
3	0,58	0,55	0,74	0,85	0,89	0,90	0,93
1	1	1	1	1	1	1	1

ческий перепад давления ΔP_K составляет около половины давления в верхнем слое. Примем, что в слое 2 реализуется максимальное из возможных значений бокового давления. На глубине 50 км это давление составляет 9,3 кбар. В слое 1 допустимо боковое давление $P_1 = \frac{P_2}{3} = 3,1$ кбар. Давление в магме, которое определяется весом

Р и с. 2. Модель роста горизонтальной трещины

$2l$ — длина, $2S$ — ширина трещины; стрелкой показано направление внедрения магмы



вышележащего столба, определяется около 15 кбар. При этом фактическое превышение давления в магме над давлением в слое 1 составляет примерно 12 кбар. Это значение намного превосходит критическое значение перепада давления ΔP_K , которое равно примерно 5 кбар. Действительно, $\Delta P_K = 0,55$; $P_2 = 5,12$ кбар. Отсюда следует, что даже при меньших значениях мощности слоя 1 и при больших значениях бокового давления слоя 1 будут сохраняться условия, благоприятные для развития магморазрыва.

Рассмотрим теперь процесс роста горизонтальной трещины, который может положить начало образованию силла или магматического кармана. Выясним условия разрастания или смыкания горизонтальной трещины (по схеме рис. 2). При решении этой задачи применяется метод Мухелишвили (1954).

Степень раскрытия трещины ϵ , заполненной магматическим расплавом, определяется следующей формулой:

$$\epsilon = \frac{2S}{2l} = \frac{2(1 - \nu^2)}{E} \Delta P, \quad (4)$$

где $2l$ — длина трещины; $2S$ — максимальная ее ширина, E — модуль Юнга горных пород на рассматриваемой глубине; ν — коэффициент Пуассона; ΔP — превышение давления в магме по сравнению с давлением в окружающих горных породах (по Желтову, 1966).

В табл. 2 приведены значения превышения давления в магме, при которых поддерживается трещина с данной степенью раскрытия ϵ . При увеличении ΔP трещина будет расти вследствие концентрации напряжений на концах трещины.

Если концы трещины не встречаются на своем пути областей повышенного сопротивления, то трещина при небольших ϵ может безгранично расти в длину при малых ΔP . Так, при $\epsilon = 0,001$ образуется силл длиной несколько километров при толщине несколько метров. Для этого необходимо поддержание перепада ΔP всего около десятка бар.

Если же трещина наталкивается на более прочные породы, то увеличение ее длины замедляется, трещина растет за счет увеличения ширины. При этом увеличивается E и для дальнейшего роста трещины требуется значительно больший перепад давления ΔP . Так создаются условия для образования магматических карманов. Например, при $\epsilon = 0,1$ карман длиной в десятки метров и шириной несколько метров требует для своего поддержания перепада давления порядка тысячи бар (табл. 2).

Необходимо учитывать, что при небольших размерах силлов и карманов происходит интенсивное остывание магматического расплава и значительное увеличение его вязкости по экспоненциальному закону. Поэтому для поддержания движения магмы в трещинах требуются большие перепады давления, чем вышеприведенные оценки.

Перейдем к рассмотрению второго этапа внедрения магмы. Предположим, что путем магморазрыва образовалась щель, имеющая форму вертикального цилиндра. Вследствие сильно неоднородного строения коры будем считать, что магма взаимодействует на пути своего движения не со сплошным протяженным монолитом, а с блоками конечной величины.

Рассмотрим интересующую нас систему сил, действующих на два соседних блока 1 и 2. Вследствие изменения гидростатического давления по высоте в столбе магмы на блоки 1 и 2 со стороны магмы будут действовать различные по величине результирующие силы. Назовем разность этих сил разрушающей силой $F_{\text{разр}}$. Она выражается следующей формулой:

$$F_{\text{разр}} = F_I - F_{II} = P_1^n S_{\delta}^1 - P_2^n S_{\delta}^2, \quad (5)$$

где P_i^n — проекции на нормаль давлений \vec{n} со стороны магмы на блоки 1 и 2, равные

$$P_i^n = 2 \int_0^{\pi/2} P(h) \cos a \, da; \quad (6)$$

$$P(h) = g [(l_1 \rho_1 + l_2 \rho_2 + l_3 \rho_3) - h \rho_{\delta}]; \quad (7)$$

$$F_i = F_{x_0, x_1} = 2 \int_{x_0}^{x_1} P(h) \, 2\pi R_0 \, dh = 4\pi R_0 (x_1 - x_0) \cdot$$

$$\cdot P_0 \left(\frac{x_0 - x_1}{2} \right). \quad (8)$$

Определим давление магматического расплава с помощью уравнения прямолинейного движения вязкой несжимаемой жидкости в цилиндрической трубе. Пусть движение магмы является установившимся и обладает

осевой симметрией. Тогда оно описывается уравнением

$$\frac{d^2 v}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dv}{dr} = \frac{1}{\mu} \left(\frac{dP}{dx} - \rho g \right), \quad (9)$$

при граничном условии

$$v \Big|_{r=a} = 0, \quad (10)$$

где v — скорость движения жидкости, r — радиус цилиндрического канала (переменный); μ — вязкость. Дважды интегрируя (9) и используя граничное условие (10), находим

$$v = -1/4 \mu (dP/dx - \rho g) (a^2 - r^2). \quad (11)$$

Далее, полный расход жидкости через сечение выражается, с одной стороны, как

$$Q = 2\pi \int_0^a v r dr, \quad (12)$$

а с другой, в то же время как

$$Q = v S = \pi a^2 v, \quad (13)$$

где v — средняя скорость магмы. Приравнявая (12) и (13) получим

$$v = -\frac{a^2}{8\mu} \left(\frac{dP}{dx} - \rho g \right), \quad (14)$$

откуда следует, что

$$P = \left(-\frac{8\mu v}{a^2} + \rho g \right) h + P_0, \quad (15)$$

где P_0 — давление магмы в начальный момент подъема.

Разрушающей силе будет противодействовать разность результирующих сил бокового давления на блоки $F_{\text{бок}} = P_{\text{бок}} S_{\text{бок}}$ и сила сцепления блоков $F_{\text{сц}} = \sigma_{nn} S_{\text{сеч}}$, обуславливающая прочность на скалывание между блоками. Назовем силой сопротивления их сумму, а именно:

$$F_{\text{сопр}} = F_{\text{сц}} + F_{\text{бок}} = \sigma_{nn} S_{\text{сеч}} + P_{\text{бок}} S_{\text{бок}}, \quad (16)$$

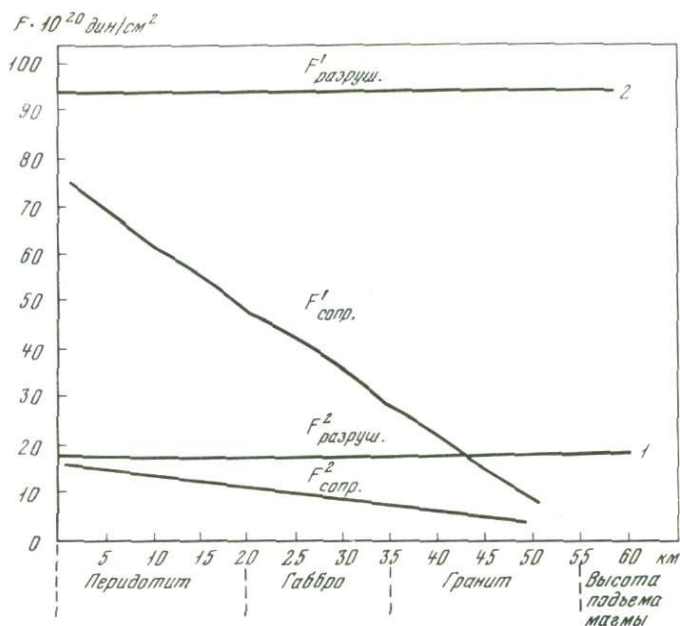
причем $F_{\text{сц}}$ мала по сравнению с силами бокового давления. Условием сдвига блоков относительно друг друга является неравенство

$$F_{\text{разруш}} > F_{\text{сопр}}. \quad (17)$$

Таблица 2

Зависимость превышения давления ΔP в горизонтальной щели от степени ее раскрытия ϵ , где ϵ — величина безразмерная

ϵ	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}
ΔP , бар	0,75	7,5	75	750



Р и с. 3. Изменение сил сопротивления и разрушения в двух блоках при толщине блоков 0,5 км и высоте 1 и 5 км в зависимости от высоты подъема магмы (2 этап дайкообразования)

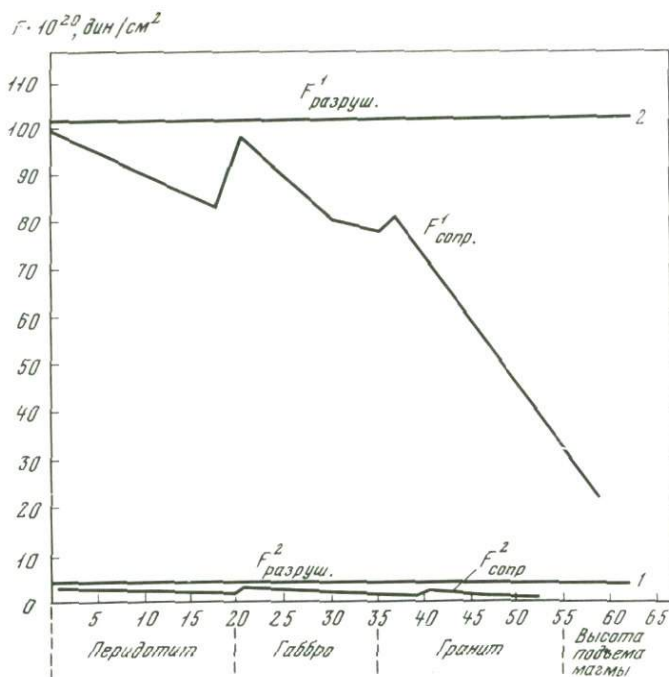
Таким образом, создаются условия для сдвига блоков друг относительно друга. На графике рис. 3 представлены результаты расчетов для сил разрушения и сил сопротивления при высоте блоков 1 и 5 км, их толщине 0,5 км, диаметре трещины 8 м, скорости подъема 1–3 см/сек и вязкости магмы порядка 10^4 – 10^5 пуаз (Пэк, 1968; Попов, 1972). Как видно из рис. 3, при таких условиях разрушающая сила на всем пути превосходит силу сопротивления, что свидетельствует о способности магматического расплава раздвигать стенки трещины, при этом разрушающая сила сильно растет с высотой блоков.

Разумеется, при других условиях соотношение между разрушающей силой и силой сопротивления будет другим, но важно то, что, зная порядок величины ведущих параметров процесса, мы всегда сможем указать величину разрушительного эффекта магмы при ее внедрении в вышележащие слои.

Обратимся к третьему этапу процесса внедрения, когда мы имеем уже гигантскую щель. Магма производит на стенки давление, которое можно рассчитывать по формуле

$$P = \sum_i \rho_i h_i g - \rho_\delta h g \dots \quad (18)$$

где ρ_i – плотность пород в слое i ; h_i – мощность слоя i ; h – высота



Р и с. 4. Изменение сил сопротивления и разрушения в блоках в зависимости от высоты подъема магмы (3 этап дайкообразования)

подъема магмы. Расширение магматического канала может произойти за счет различия давления в канале в столбе расплава и неравновесного давления в окружающей среде с учетом "тектонической составляющей" и порового давления.

Пример расчета разрушающей силы и силы сопротивления для третьего этапа приведен на рис. 4.

В заключение обратимся к связи термики и динамики магматического расплава.

Магму можно аппроксимировать вязкой жидкостью только тогда, когда ее температура не ниже температуры плавления базальтов порядка 1100°C .

Возникает вопрос, за какой промежуток времени температура магмы упадет настолько, что ею будет утрачена текучесть. Лаврингом (Lovering, 1955) приведены результаты расчета температурного поля интрузии. Эти расчеты показывают, что за время подъема магмы, которое в наших расчетах составляло от нескольких часов до нескольких дней, магма не успеет застыть, и ее вязкость можно считать в первом приближении постоянной.

Остывание дайки через стенки может компенсироваться нагреванием за счет трения вязкой жидкости о стенки. Динамика движений магмы в результате падения вязкости может привести к нагреванию в зависимости

от ширины дайки. Выделение же тепла за счет трения приводит к новому падению вязкости и резкому ускорению движения магмы вверх. Возникает явление самовозбуждения.

Эффект вязкого трения на стенках может быть оценен на основе распределения скорости и течения магмы по сечению канала. Имеет место линейное распределение силы вязкого трения на единицу площади по сечению (Слезкин, 1955)

$$\tau = \mu \frac{\partial u}{\partial r} = \frac{1}{2} r \frac{\partial P}{\partial x} \quad (19)$$

с максимальным значением силы вязкого трения на стенках

$$\tau_{\max} = \frac{1}{2} \frac{\partial P}{\partial x} a. \quad (20)$$

Так как выделение тепла за счет диссипации кинетической энергии пропорционально τ , то компенсационный эффект как раз максимален на стенках, где сказывается замедляющее действие вязкого трения.

В более развернутом виде это можно показать следующим путем. Теплоотдача q пропорциональна удельной поверхности, т.е. поверхности, приходящейся на единицу массы участка магмы; другими словами

$$q/m = \frac{2\pi a^2 \cdot 1}{\pi a^2 \cdot 1} = \frac{1}{a}. \quad (21)$$

С другой стороны, выделение тепла за счет внутреннего трения пропорционально τ . Подставляя в τ

$$\tau = \frac{1}{2} \frac{\partial P}{\partial x} a \quad (22)$$

выражение для перепада давлений

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{8\mu v_{\text{ср}}}{a^2}, \quad (23)$$

получаем

$$\tau = \frac{1}{2} 8\mu v_{\text{ср}} a/a^2 = \frac{1}{2} 8\mu v_{\text{ср}}/a. \quad (24)$$

Следовательно, выделение тепла посредством трения компенсирует теплоотдачу через стенки трещины. Кроме того, существенно, что максимальное тепловыделение имеет место вблизи стенок, что эквивалентно согревающему эффекту "чулка".

В заключение отметим, что проведенное рассмотрение справедливо для базальтовых магм при отсутствии летучих, тогда как для андезитовых газонасыщенных магм действие данного механизма может привести к взрывным эффектам и извержениям.

- Баренблатт Г.И.* О некоторых задачах теории упругости, возникающих при исследовании механизма гидравлического разрыва. Прикл. математика и механика. XX, 1956, вып. 4.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Желтов Ю.П.* Деформация горных пород. М., "Недра", 1966.
- Желтов Ю.П., Христианович С.А.* О гидродинамическом разрыве нефтяного пласта. — Изв. АН СССР, 1955, № 5.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. т. 1. М., "Наука", 1971.
- Мухелишвили Н.И.* Некоторые основные задачи математической теории упругости. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Попов В.С.* Оценки скорости внедрения базитовых даек и силлов. — Геохимия, 1972, № 6.
- Пэк А.А.* Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, № 7.
- Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., "Наука", 1973.
- Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., "Мир", 1972.
- Робертсон Дж.* Внедрение магмы в хрупкие породы. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., "Мир", 1972.
- Слезкин Н.А.* Динамика вязкой несжимаемой жидкости. М., Гос. изд-во технико-теор. литературы, 1955.
- Федотов С.А.* О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Anderson E.M.* The dynamics of sheet intrusion. — Proc. Roy. Soc. Edinb., 1938, v. 58, N 242.
- Birch F.* Mega-geological considerations in rock mechanics, in state of stress in the earth's crust. New York, Elsevier, 1964.
- Griggs D.J.* Hydrolytic Weaking of quartz and other silicates. — Geophys. J. Roy. Soc. Astron., 1967.
- Uffen R., Jessop A.M.* The stress release hypothesis of magma formation. — Bull. Volcanol., 1963, v. XXVI, N 5.
- Jaeger J.C.* The cooling of irregular shaped igneous bodies. — Am. J. Sci., 1961, v. 259, N 721.
- Lovering T.S.* Temperatures in and near intrusion. — Econ. Geology, 1955, v. 43.

К.И. Каранетян

Институт геологических наук АрмССР

О ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ ПРОЯВЛЕНИЙ АРЕАЛЬНОГО (МНОГОВЫХОДНОГО) ВУЛКАНИЗМА

В последние годы ареальный (многовыходной) тип вулканической деятельности нередко оказывается вне внимания исследователей, особенно зарубежных, и как будто даже стал терять "права гражданства". Достаточно сказать, что в учебных пособиях и таких авторитетных сводках, как монографии А. Ритмана (1964), И.В. Лучицкого (1971) и других авторов, эта форма вулканической деятельности не рассматривается вообще. А между тем ареальный вулканизм, отражающий особое дина-

мическое состояние верхних частей земной коры, весьма своеобразен, обладает рядом черт, присущих только ему, и, как форма деятельности, безусловно, должен выделяться в самостоятельный генетический тип.

Проявления ареального вулканизма развиты достаточно широко; но если вещественный состав вулканитов можно считать неплохо изученным, то вулканизм этого типа как таковой, со многими его аспектами остается мало исследованным и многое еще в нем неясно. Тем не менее автор счел возможным на основании анализа специальных и иного рода литературных источников, а также личных исследований обозначить в первом приближении некоторые намечающиеся черты ареального вулканизма и коротко обрисовать возможную геодинамическую обстановку проявления этой формы деятельности.

В понимании терминов "ареальный" и "многовыходной" порой встречаются разночтения, критически разобранные В.И. Влодавцем (1971); чаще же эти термины отождествляются и оба они уже прочно вошли в вулканологическую литературу как синонимы. Этой же традиции следует автор; нет никаких оснований противопоставлять эти термины, так как понятия "многовыходной" (Tyrrell, 1937) и "ареальный" (уже давно общепринятые по Г. Рекку — Reck, 1930) фактически определяют одно и то же явление, одну и ту же форму вулканизма¹.

Попытки других, поздних "определений" или "уточнений" этих терминов (независимо от того, отождествляются они или противопоставляются) по существу не являются таковыми; они определяют не сущность явления, а касаются обыкновенно только признаков этого типа вулканизма: типа вулканов, их размерности и характера размещения, состава вулканитов и их объема, сплошности или разобшенности лав и т.п. (см. обзор и предложения В.И. Влодавца, 1971).

В этом отношении более правильными представляются взгляды А.Н. Заварицкого (1944, 1945), который, противопоставляя ареальный (многовыходной) тип вулканизма деятельности центрального (полигенные центральные вулканы) и трещинного (обширные извержения из линейных крупных вулканов) типов, характеризует, определяет его сущность. Определение это можно сформулировать таким образом.

Ареальным (многовыходным) типом вулканизма может быть названа такая форма вулканической деятельности, при которой эруптивная активность не сосредоточивается на продолжительное время в каком-нибудь одном пункте и которая не проявляет непосредственной зависимости от иных типов вулканизма.

Такое определение объясняет все характерные черты, комплекс признаков, присущий ареальному (многовыходному) типу вулканизма.

Ареальные извержения происходят из вулканов, в строении своем достаточно разнообразных. Главная их масса представлена шлаковыми конусами, реже куполами, лавовыми конусами и маарами (ксалапаско);

¹ Иногда применяются и другие синонимы, как-то: "тип Пюи", "многожерловый"; кстати, вряд ли прав В.И. Влодавец (1971), считающий, что синонимы в научной терминологии недопустимы.

еще более редки вулканы гегамского типа и линейно-локальные вулканы. Вулканические постройки, в общем, невелики, хотя габаритные колебания их довольно резки, особенно для шлаковых конусов. Известны конусы, диаметры оснований которых — 30–3600 м, а высоты — 10–450 м (Карапетян, 1973).

Активная жизнь вулканов кратковременна, моногенна в современном понимании этого термина. Прямыми наблюдениями за время с 1904 по 1948 г. в области Вирунга установлено, что активная жизнь каждого из пяти вулканов, образовавшихся за этот период, ограничивалась промежутком времени от 1 до 7 месяцев (Казн, 1958). Деятельность вулканов, конечно же, не всегда столь быстротечна и может продолжаться годами, как это мы видим в случае Парикутина. Относительная продолжительность извержений, вероятно, была характерна для сложных шлаковых конусов и куполов, вулканов гегамского типа, которые относительно крупны, агглютинизированы, имеют побочные центры, горнитосы и т.п. (Phillippson, 1913; Карапетян К., 1963б; Карапетян С., 1972). Но и в этих случаях вулканы остаются моногенными; здесь можно лишь говорить о тенденции к полигенности. Даже в извержениях таких относительно сложных вулканов изменения вещественного состава продуктов незначительны или практически отсутствуют.

Общего, определенного канона в распределении центров извержений областей проявления ареального вулканизма нет. Вулканы обычно размещаются линейно, кучно или одиночно. Эти три вида расположения вулканов чаще встречаются "в комплексе", образуя сложно построенные эшелонированные цепи типа цепей Гегамского нагорья (Карапетян К., 1973) и Оверни (Glangeaud, 1913), группы Тламанлако (Гарфиас, Чапин, 1956) или отдельные группы, как на о. Мидай (Ван Бемелен, 1957), в области Паранаки (Morgan, Gibson, 1927), на Гегамском нагорье (Карапетян К., 1973) или хаотические на первый взгляд поля типа Раудхолар (Sieberg, 1921/22), Мад-Лэк (Stearns, 1926), Пинакате (Mac Dougal, 1908) и т.д.

Продукты деятельности ареального типа в понятной зависимости от плотности расположения вулканов, состава и объема изверженного материала, характера извержений и т.п. образуют поля (термин, конечно, условный), выраженные или в разрозненных потоках, или сплошных, образованных из "слившихся" потоков покровов, или, обычнее всего, комбинации того или другого. Площади таких отдельных полей колеблются в значительных пределах, а некоторые из них, такие, как Мад-Лэк (Stearns, 1926), Даригангская область (Влодавец, 1955), восточные провинции Сирии (Dubertree, 1929) и др., обычно имеющие базальтовый состав, достигают 7–8 тыс. км² и более.

Взаимоотношение ареальных полей с разновозрастными проявлениями других типов вулканизма различны. В этом отношении, вероятно, есть смысл подразделение ареального типа вулканизма на а) сопутствующих и б) самостоятельных.

В случае сопутствующего вулканизма ареальные поля соседствуют, как бы сопутствуют центральным полигенным (реже трещинным) вулканам, причем извержения и тех и других происходят одновременно

или с постепенным "замещением" одного типа другим. Однако в этих случаях, что важно подчеркнуть, прямой непосредственной связи, выраженной в зависимой активности и проявленной в тех или иных явлениях, между двумя типами деятельности нет. Связь тут фактически парагенетическая и в основе своей имеет тектонический характер. Этим ареальные вулканы отличаются от адвентивных, также моногенных образований, но уже генетически связанных с полигенными центральными вулканами; естественно, что установление этих различий, особенно в областях потухшего вулканизма, затруднительно и не всегда удается. К типичным примерам сопутствующего вулканизма можно отнести ареальные поля Паранаки (Morgan, Gibson, 1972), Дариганга (Влодавец, 1955), Вулканической Сьерры (Гарфиас, Чапин, 1956), западной Вирунги (Казн, 1958), Срединного хребта (Важеевская, Огородов, 1964), Ключевского дола (Сирин, 1968) и др.

Самостоятельный ареальный вулканизм выражен в изолированных, пространственно совершенно независимых от других форм вулканической деятельности, областях. К таким проявлениям можно отнести вулканизм района Сан Квинтин (Woodford, 1928), областей Олот и Жерон (Washington, 1907), гор Пинакате (Mac Dougal, 1908), Гегамского и Вардениского нагорий (Карапетян, 1969) и др.

Как показывают имеющиеся данные, многовыходно извергаются практически все известные эффузивные магмы. Этот факт подтверждает общепринятую точку зрения, согласно которой тип магмы определяется не формой вулканической деятельности (тем более ареальной), а общей геолого-структурной обстановкой того или иного региона (области, провинции и т.д.), в условиях которого развивается вулканизм.

Вещественный состав продуктов вулканов в границах отдельных ареальных полей очень близок и, как правило, обнаруживает генетическую общность. Это обстоятельство лишний раз подтверждает версию А. Штюбеля (Stübel, 1901) об общности вулканических очагов для отдельных ареальных полей, вероятнее всего, неглубоких, которая в принципе не отрицается никем из исследователей (Reck, 1910; Sieberg, 1921/22; Заварицкий, 1953; Влодавец, 1955; Карапетян К., 1963а, 1969; Сирин, 1968; Карапетян С., 1972; и др.).

Моногенность и обычная скоротечность миграции центров извержений, несомненно, отражают недолговечность подводящих каналов, и, следовательно, трещин, к которым они приурочены.

Сейчас уже почти нет сомнений в том, что подводящие каналы подавляющего большинства вулканов, включая даже маары, возникают вдоль трещин или в месте их пересечения. Это положение обосновано не только непосредственными наблюдениями, правда единичными, но и теоретически — трубообразные каналы не могут образоваться путем тектонического "протыкания" или за редким исключением за счет газовой, термической или иного рода агрессивности магм. Все данные говорят о том, что эти, в общем эфемерные трещины имеют протяженность в несколько километров, неглубокое заложение и отрывной характер, когда крылья их не испытывают или почти не испытывают вертикальных смещений. Такие трещины, обычно разнонаправленные, часто

образуют системы, строго приуроченные к определенным структурам и иногда распространяются на многие десятки километров. Недолговечность трещин, конечно, относительна; но даже на самых стабильных из них образуются полигенные вулканы, и опять-таки моногенные, правда, сложного строения (см. выше). В этом смысле ареальный вулканизм можно назвать неудавшимся центральным (полигенным).

Все сказанное о характере и признаках ареальной формы извержений может быть объяснено только при принятии допущения о неглубоком залегании вулканического очага, являющегося общим для ареального поля или группы вулканов, входящих в него (Karapetjan, 1964).

Определения глубины залегания таких очагов только приближены, еще единичны (Lorenzo, 1901; Rittmann, 1932; Sorotchinsky, 1943; К. Карапетян, 1963а) и пока основаны на геологических, вулканологических и петрологических данных, но уже сейчас с достаточной достоверностью можно считать, что глубина залегания поверхности очага вряд ли может превысить 4–5 км. Только гипотетичными могут быть суждения о форме очагов; имеющиеся данные пока свидетельствуют о том, что в большинстве случаев это тела, в общем, уплощенных форм. Трудно представить обширность таких очагов, и очень вероятно, что вулканы больших полей питаются не единым очагом, а серией сближенных по вертикали и латерали очагов силлового типа.

Ареальная форма извержений обнаруживается во всех неотектонических обстановках развития новейшего вулканизма (Апродов, 1971). Роль ареального типа деятельности в общем "балансе" новейшего вулканизма заметна, даже существенна. Закономерных временных связей с иными формами вулканической деятельности как будто нет и в этом отношении известны самые разнообразные сочетания.

В вулканизме островных дуг роль ареального типа, в общем, невелика. Типичные ареальные извержения известны в Алеутско-Аляскинской системе (Coats, 1950), на Камчатке (Важеевская, Огородов, 1964; Сирин, 1968) и Курильских островах (Горшков, 1967), в Японии и Индонезии (Ван Беммелен, 1957), Новозеландской провинции (Вуд, Гриндли, 1963), Антильской системе (Sapper, 1903). Более значительны ареальные проявления в альпийских орогенных поясах, как-то: многочисленные поля в Андах (Герт, 1959), Центральноамериканской (Sapper, 1905; Гарфилс, Чапин, 1956; Williams, 1960) и Североамериканской (Stearns, 1926; Woodford, 1928; Fuller, 1931) провинциях. Мощные ареальные извержения в вулканических провинциях Альпийского пояса, от Каталонии до Афганистана (Phillippson, 1913; Washington, 1913; Sonder, 1937; Bullaud, 1954; Gansser, 1966; К. Карапетян, 1969; Милановский, Короновский, 1973). Существенна роль ареальной формы деятельности в вулканизме молодых платформ; хорошо известны проявления в Западноевропейской провинции (Вранса, 1894/95; Glangeaud, 1913; Knetsch, 1950). В мобильных поясах постплатформенной активизации и рифтообразования также известны многие проявления ареального вулканизма. Наибольшим развитием, пожалуй, такой вулканизм пользуется в Африкано-Аравийском рифтовом поясе (Dubertree, 1929; Combe, Simmons, 1933; Дю Тойт, 1957;

Каэн, 1958; Putzer, 1958). Встречаются ареальные поля в Центральной Азии (Влодавец, 1955; Желубовский, 1958; Белов, 1962), Северо-Китайской и Приморской провинции (Обручев, 1949; Чжан-Вань тан, 1954; Лебединский, 1960; Малеев, 1963), Северо-Восточной Азии (Устиев, 1961; Часовитин, 1963), Южно-Китайской и Центрально-Африканской провинциях (Апродов, 1965).

При рассмотрении более конкретной связи ареальных полей с тектоническими структурами получается, что чаще они бывают приурочены к приподнятым участкам и крыльям грабенов и в большинстве этих случаев как будто увязываются с незначительными, обычно местными пологими сводами. Конечно, нельзя ограничивать эту форму вулканизма только новейшим временем; уже есть данные о том, что ареальные извержения происходили и в ранние периоды истории Земли и в иных геотектонических условиях.

Исходя из несколько разбросанных в предыдущем изложении данных, геодинамическая обстановка проявлений ареального вулканизма может быть вкратце охарактеризована следующим образом.

Ареальные извержения возможны в том случае, когда приповерхностный слой, горизонт земной коры толщиной до 4–5 км находится в лабильном состоянии, выражающемся в скоротечном образовании и отмирании локальных трещин отрыва, в большинстве обеспечивающих фактическую прямоточность магмы к поверхности из вулканического очага, непосредственно залегающего под этим слоем. Более чем вероятно, что тектоническое состояние надочагового горизонта иное, чем у залегающего ниже, хотя в принципе оба они находятся в состоянии растяжения; в нижнем горизонте, скорее всего, магмоподводящие расколы более стабильны, глубже заложены и протяженнее. Зона раздела, выраженная в той или иной степени четкости и имеющая самые различные размеры по простиранию и мощности, может являться одновременно вмещителем вулканического очага, обычно питаемого магмой по разломам нижнего горизонта.

Принципиальная возможность разделения верхних слоев земной коры (на глубину около 10 км) под действием единой сжимающей силы была показана А.Т. Асланяном (1955). По данным А.Т. Асланяна, верхняя половина или треть этой части коры претерпевает пластическую деформацию с образованием прерывистого характера антиклинальных выпучиваний. Здесь фактически образуется приповерхностный лабильный, коробленный слой и зона раздела, структурно вполне способная на вмещение магматических масс, а следовательно, и образование вулканических очагов. Этот принцип вряд ли приложим глобально, ибо возникновение такого рода сжимающей силы может быть только явлением местным или региональным. Возможность же образования зон растяжения при короблении и сопровождающих его процессов, а следовательно, и недолговечных локальных трещин отрыва рассматривалась многими исследователями.

Остается добавить, что рассмотренная схема, частично объясняющая возникновение благоприятной обстановки, применима не ко всем, но ко многим проявлениям ареального типа вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Апродов В.А.* Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., Изд-во МГУ, 1965. ✓
- Апродов В.А.* Новейшие геотектонические обстановки развития континентального вулканизма. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971. ✓
- Асланян А.Т.* Исследование по теории тектонической деформации Земли. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1955.
- Белов И.В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Важеевская А.А., Огородов Н.В.* Ареальный вулканизм Срединного хребта Камчатки. — Бюлл. вулканол. станций, 1964, № 36.
- Ван Беммелен Р.В.* Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Влодавец В.И.* О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригантской области Монголии. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Влодавец В.И.* Об ареальном и многовыходном вулканизме. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Вуд Б., Гриндли Д.* Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ, 1963.
- Гарфиас В., Чапин Т.* Геология Мексики. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Герт Г.* Геология Анд. М., ИЛ, 1959. ✓
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
- Желубовский Ю.С.* Четвертичные вулканы Монголии. — Изв. АН СССР. Серия геогр., 1958, № 5.
- Заварицкий А.Н.* Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. — Изв. АН Арм.ССР. Серия ест. наук, 1944, № 5–6.
- Заварицкий А.Н.* Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1945, № 1.
- Заварицкий А.Н.* Вулкан Голгат и его продукты. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1953, вып. 7.
- Карапетян К.И.* Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963а. W
- Карапетян К.И.* Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963б. ✓
- Карапетян К.И.* Верхнеплиоцен — четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. — Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1969, № 3. ✓
- Карапетян К.И.* Вулканы Гегамского нагорья. — В кн.: Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1973. ✓
- Карапетян С.Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1972.
- Казн Л.* Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 1958.
- Лебединский В.И.* Датунская группа четвертичных вулканов. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18.
- Луцкицкий И.В.* Основы палеовулканологии, т. 1, ч. 2. М., "Наука", 1971.
- Малеев Е.Ф.* Вулканы Амура-Уссурийской низменности. — В кн.: Геол. и геофиз. исследования в вулканич. областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М., "Недра", 1973.
- Обручев В.А.* Молодая вулканическая область Большого Хингана. — "Вопросы географии", 1949, № 12.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964. ✓
- Сирий А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., "Наука", 1968.
- Устиев Е.К.* Аняйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Часовитин М.Д. Новые данные о внутриконтинентальных четвертичных вулканах Северо-Востока Азии. – Докл. АН СССР, 1963, т. 132, № 3.

Чжан Вань-тан. Молодые вулканы Северной Маньчжурии. – "Вопросы географии", 1954, № 35.

Branca W. Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren; das grösste Maargebiet der Erde. – Jahrbuch Vereins Vaterland, 1894/95.

Bullard F. A volcanic cycle as exhibited by Italian volcanoes. – Tulsa Geol. Soc. Digest, 1954, v. 22.

Coats R. Volcanic activity in the Aleutian Arc. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1950, N 974.

Combe A.D., Simmons W.C. The volcanic area of Bufumbire. – Mem. Geol. Surv. Uganda, 1933, pt. 1, N 3.

Dubertree L. Etudes des regions volcaniques du Haouran, du Djebel Druze et du Touloul. – Revue de geogr. phy. et de geolog. dynam. Paris, 1929.

Fuller R.E. The aqueous chilling of basaltic lava on the Columbia River plateau. – Am. J. Sci., 1931, v. 221.

Gansser A. Catalogue of active volcanoes of the World. Part XVII, – Iran, Inter. Volcan. Assoc. Rome, 1966.

Glangeaud L. Les regions volcaniques du Puy – de Dome. – Bull. Serv. carte geol. et topogr. – Souterraines, 1913, t. XXII, N 135.

✓ Karapetjan K.I. Some regularities in areal volcanism. – Bull. Volcanol., 1964, t. XXVII.

Knetsch G. Zur tektonischen Stellung des jungen Vulkanismus in Mitteleuropa. – Abhandlungen der Braunschweiger Wiss. Ges., 1950, N 2.

Lorenzo G. Considerazione sull' origine superfisiale dei Vulcani. – Atti d. R. Accad. s. Sc. fis. c mat. di Napoli, 1901, v. 11 (2), N 7.

Mac Dougal D.T. Across Papaguera. – Bull. Am. Geogr. Soc., 1908, v. 40, N 709.

Morgan P.G., Gibson W. The Geology of the Egmont Subdivision, Paraku, New Zealand. – Depart. of Scient. and Industr. Res. a Geol. Surv. Branch., Bull. 29, New Series. Wellington, 1927.

Phillippson A. Das Vulkangebiet von Kula in Lydien, die Katakekaumene der Alten. – Petrogr. Mitt., 59 Jahrg, 1913.

Putzer H. Das Vulkanfeld Bir Sani Hosh-ed-Daeam in der Republik Sudan. – Z. D. geol. Ges., 1958, N 1.

Reck H. Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll mit den Einbruchskaldern der Askja und des Knebelsees sowie dem Rudlofkrater in Zentralisland. – Abhandl. des königlicher preuss. Akad. des Wissenschaft, 1910.

Reck H. Die Masseneruptionen unter besonderer Würdigung der Arealeruption in ihrer systematischen und genetischen Bedeutung für das Isländische Basaltdeckengebirge. Deutsche Island. – Forschung, 1930.

Rittmann A. Das Vesuvmagma und seine Entwicklung. – Naturw., 1932, Bd 20.

Sapper K. Vulkanische Ereignisse in Mittel Amerika und auf den Antillen. – Verhandl. Deutsch. Geol. Geschichte, 1903, Bd 14.

Sapper K. In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindien. Stuttgart, 1905.

Sieberg A. Zur Entbehung der Vulkangruppe Raudho'lar in Island. – Zeitschr. f. Vulkanologie, 1921/22, Bd 6.

Sonder R.A. Zur Theorie und Klassifications der eruptiven vulkanischen Vorgänge. – Geol. Rundschau, 1937, Bd 28, H. 6/7.

Sorotchinsky C. Etude petrographique de l'edifice volcanique du Kahusi et du Biega (Kivu). – Mem. Inst. Geol. Univ. Louvain, 1943, v. 9, fasc. 6, N 4.

Stearns H.T. Volcanism in the Mud Lake Area, Idaho. – Am. J. Sci., 1926, v. 5.

Stübel A. Ein Wort über Sitz der vulkanischen Kräfte. Leipzig, 1901.

Tyrell G.W. Flood basalts and fissure eruption. – Bull. Volcanol., 1937, t. 1, Ser 2.

Washington H.S. The Catalan Volcanoes and their Rocks. – Am. J. Sci., 1907, v. 174.

Washington H.S. The volcanic cycles in Sardinia. – Congr. intern. Geology, Canada, 1913.

Williams H. Volcanic history of the Guatemalan Highlands. – Publ. Univ. Calif. Bull. Dept. Geol. Sci., 1960, v. 38, N 1.

Woodford A.O. The San Quintin volcanic field, lower California. – Am. J. Sci., 1928, v. 15.

ДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ В КОРЕ И МАНТИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

И.Г. Симбирева, С.А. Федотов, В.Д. Феофилактов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГЕОДИНАМИКА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение динамики процессов накопления и рязрядки упругой энергии, т.е. геодинамический аспект в исследовании распределения сил, действующих в коре и верхней мантии Курило-Камчатской дуги, важно для понимания закономерностей вулканизма и сейсмичности, связанных с процессом формирования данного региона, его геолого-тектоническим строением.

Детальный анализ сейсмичности Курило-Камчатской области дал возможность судить о размещении и интенсивности современных разрывных движений (Федотов и др., 1967), а определение механизма очага сильнейших землетрясений позволило установить характер регионального поля напряжений Курило-Камчатской области (Балакина, Введенская и др., 1972).

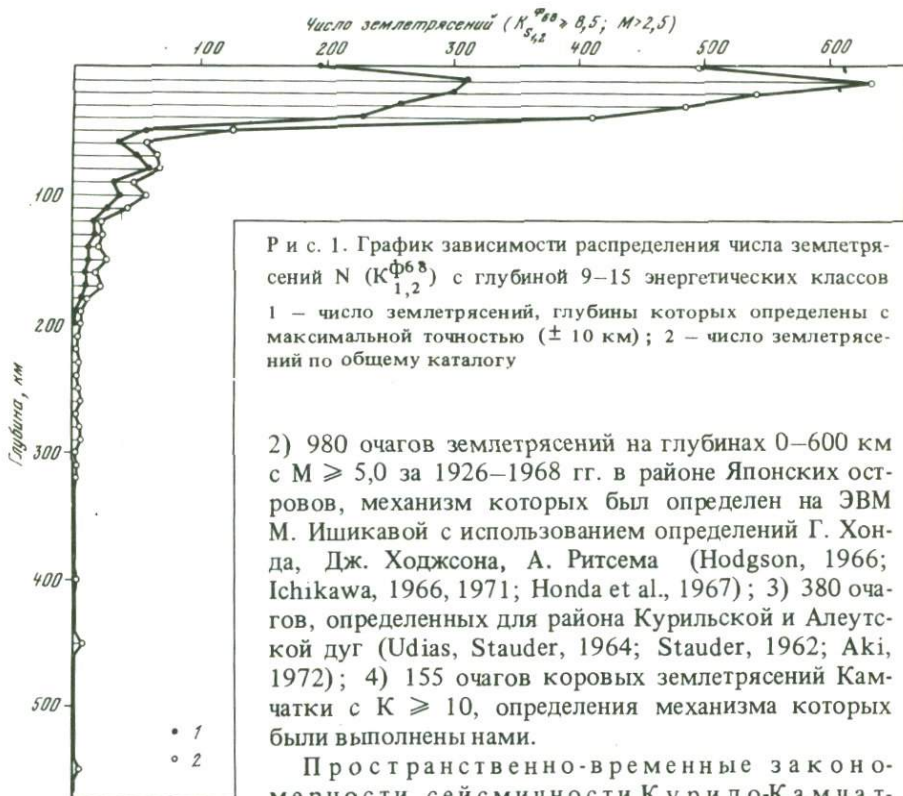
Представление о возможном характере изменения в пространстве и во времени поля деформации и упругих свойств среды можно получить на основе детального изучения сейсмичности (Федотов и др., 1967, 1974; Федотов, Багдасарова, 1974).

Другой путь — реконструкция напряженного состояния среды по сейсмологическим данным путем анализа сдвиговых перемещений в очагах землетрясений — был предложен и разработан О.И. Гущенко (Гущенко, Сим, 1974) и И.Г. Симбиревой.

В настоящей статье обсуждаются некоторые результаты изучения структуры поля деформаций и напряжений в коре и верхней мантии Курило-Камчатской дуги, проведенные перечисленными выше методами, с целью воссоздания картины происходящих в ней геодинамических процессов, выяснения генезиса и взаимосвязи сейсмичности и вулканизма.

В работе использованы динамические параметры очагов, известные из литературных данных, а также определенные нами. Всего в построениях участвовали динамические параметры 1721 очага, в том числе:

1) 206 очагов землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны на глубинах 0–700 км с $M \geq 6$ за 1948–1973 гг., механизм очага которых определен Л.М. Балакиной (Балакина и др., 1972; Балакина, 1974);



Р и с. 1. График зависимости распределения числа землетрясений N ($K_{1,2}^{M \geq 5,5}$) с глубиной 9–15 энергетических классов
 1 — число землетрясений, глубины которых определены с максимальной точностью (± 10 км); 2 — число землетрясений по общему каталогу

2) 980 очагов землетрясений на глубинах 0–600 км с $M \geq 5,0$ за 1926–1968 гг. в районе Японских островов, механизм которых был определен на ЭВМ М. Ишикавой с использованием определений Г. Хонда, Дж. Ходжсона, А. Ритсема (Hodgson, 1966; Ichikawa, 1966, 1971; Honda et al., 1967); 3) 380 очагов, определенных для района Курильской и Алеутской дуг (Udias, Stauder, 1964; Stauder, 1962; Aki, 1972); 4) 155 очагов коровых землетрясений Камчатки с $K \geq 10$, определения механизма которых были выполнены нами.

Пространственно-временные закономерности сейсмичности Курило-Камчат-

с к о й д у г и. Наиболее подробные данные о землетрясениях Курило-Камчатской области получены при детальном сейсмологических наблюдениях на Камчатке в 1961–1974 гг. Особенности размещения гипоцентров камчатских землетрясений, изменения их плотности по площади и глубине иллюстрирует карта эпицентров землетрясений энергетического класса $K \geq 9$, построенная по данным наблюдений 1969–1972 гг. Преобладающее большинство землетрясений Камчатки формирует фокальную зону (зону Бениоффа), уходящую под Камчатку до глубин порядка 500–700 км под углом, в среднем равным 50° . Основное сгущение эпицентров наблюдается в полосе шириной около 60 км, которая протягивается вдоль восточного побережья Камчатки, захватывая восточные окончания полуостровов. Эта полоса эпицентров и обозначает место выхода центральной части фокальной зоны на поверхность Земли. Сейсмичность и, следовательно, интенсивность современных контрастных тектонических движений достигают здесь максимального существующего в настоящее время на Земле уровня. Несколько выше они только в фокальной зоне у северо-восточного побережья Японии. С удалением от оси фокальной зоны на восток или на запад сейсмическая активность постепенно уменьшается. На юге Камчатки зона высокой сейсмической активности сливается с фокальной зоной землетрясений Курильской остров-

ной дуги; в северной части она продолжается за область стыка Курило-Камчатской и Алеутской дуг и простирается от нее на северо-восток на 400 км до широты п-ова Говена, захватывая п-ов Озерной и о-в Карагинский. Последний факт заставляет с осторожностью относиться к построениям сторонников гипотезы тектоники плит.

Следует отметить, что кроме землетрясений, формирующих основную фокальную зону, на Камчатке возникают землетрясения на глубинах 0–30 км, которые, возможно, больше связаны с блоковой тектоникой Камчатки, чем с глубинными процессами в фокальной зоне. В основном это рои неглубоких или поверхностных землетрясений (Токарев и др., 1974). Устойчивы во времени связанные с ними максимумы сейсмической активности в районе Козыревско-Быстринского сводового поднятия и пос. Эссо, в хр. Кумроч, Тумрок и в районе грабенных р. Шапиной. По данным Мелекесцева и др. (1974), Козыревско-Быстринский свод является наиболее быстро поднимающимся участком Срединного камчатского хребта, а вдоль западного подножья названных хребтов протягивается цепь крупных современных разломов, отделяющих от них опускающуюся депрессию долины р. Камчатки.

Для получения представления об интенсивности современных разрывных нарушений на различных глубинах были построены средние для Камчатки графики зависимости числа землетрясений от их энергии, т.е.

$N \left(K S_{1,2}^{\Phi_{6.8}} \right)$, где $K = \lg E$ дж с интервалом в 10 км, приведенные на рис. 1.

При их построении были использованы землетрясения 9–15 энергетических классов, являющихся представительными для этого региона. Одна из кривых построена по землетрясениям, глубины которых были определены с максимальной точностью (ошибка в определении глубин составляет ± 10 км), вторая — по данным всего каталога. На основании этих графиков можно отметить, что подавляющее большинство камчатских землетрясений возникает на глубинах 0–50 км, ниже число их резко убывает. Подобный характер изменения сейсмичности с глубиной, вероятно, указывает на уменьшение упругих свойств верхней мантии (по сравнению с земной корой) и возрастание с глубиной роли пластических деформаций в фокальной зоне Курило-Камчатской дуги. Однако следует оговорить, что изменение соотношения упругих и пластических свойств среды не является единственной причиной, которая может вызвать уменьшение числа землетрясений с глубиной. Другая причина этого может заключаться в изменении с глубиной характера и величины сил, действующих в среде. По данным Р. Аффена и А.М. Джессопа (Uffen, Jessop, 1963), глубинность проявления действия тектонической составляющей горного давления достигает несколько десятков километров. Существование же преобладающих сил растяжения может обуславливать преимущественный сброс напряжений, т.е. резкое увеличение числа землетрясений в этом интервале глубин.

Велика сейсмическая активность Командорских островов. Здесь, в западной части Алеутской дуги, наклон фокального слоя, образован-

ного землетрясениями, очень крутой ($\sim 80^\circ$), причем не к центру дуги, а, наоборот, в сторону глубоководной впадины. Глубина гипоцентров землетрясений в районе Командорских островов не превышает 100–120 км.

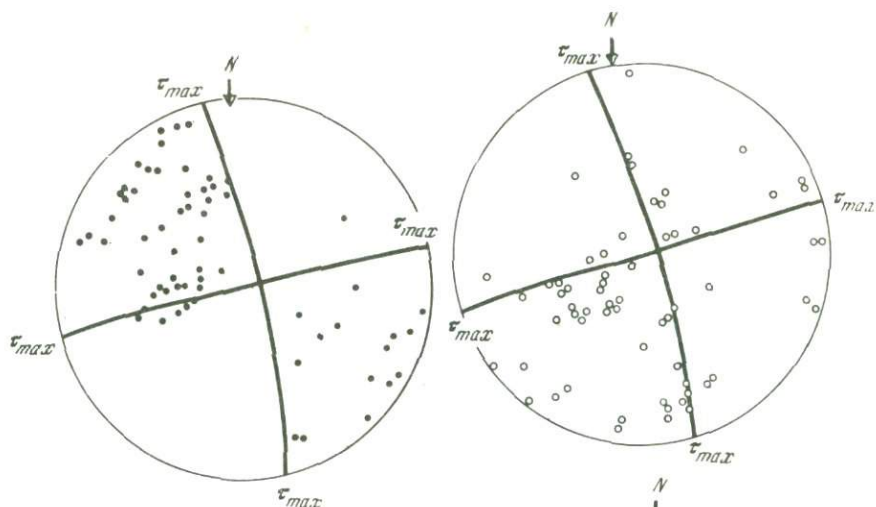
Сопоставление данных сейсмичности с тектоникой часто осложняется тем, что уровень сейсмичности отдельных структур или районов может существенно колебаться во времени. Например, крупные современные разрывы, вдоль которых происходили сильнейшие землетрясения не более века тому назад, могут превращаться на десятилетия с сравнительно спокойные участки. Одним из преимуществ сейсмологических исследований в Курило-Камчатской области является то, что здесь уже получены некоторые сведения о длительных флуктуациях сейсмичности и связанных с ними особенностях сейсмического процесса. Оценено, каким образом сейсмичность меняется в любом месте от одного сильнейшего землетрясения до другого в течение сейсмического цикла, длящегося здесь в среднем 140 ± 60 лет (Федотов, 1968). Показано, что после землетрясений с $M \geq 7 \frac{3}{4}$ на длительное время понижается сейсмическая активность в области их очага. Это, вероятно, вызвано тем, что возникновение сильнейшего землетрясения приводит к существенной разрядке напряжений (Федотов, 1968; Федотов, Багдасарова, 1974). Установлено, что сильнейшие Курило-Камчатские землетрясения являются определяющими событиями сейсмического процесса, которые распределены во времени и пространстве неслучайным образом. Они группируются так, что это свидетельствует о взаимодействии областей сильных Курило-Камчатских землетрясений, на расстояниях по крайней мере до 500 км.

Знание свойств сейсмического цикла и других упомянутых особенностей сейсмического процесса позволяет в ряде случаев выяснить, в какой мере связаны те или иные черты распределения землетрясений с современным полем напряжений и с особенностями тектонического строения и в какой — с перераспределением напряжений во времени и пространстве при сильных землетрясениях.

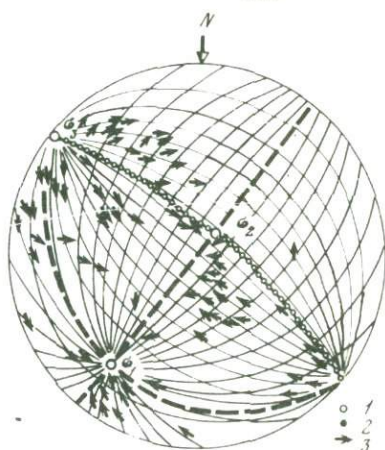
Результаты исследования. В процессе восстановления поля напряжения Курило-Камчатской дуги мы нанесли на одну стереограмму распределение векторов смещений и главных нормальных осей сжатия i и растяжения k в очагах землетрясений всего диапазона энергий (с $M = 3,5$ до $M = 8,75$).

Нам удалось построить обобщенный тензор напряжений, характерная особенность которого состоит в том, что около 50% векторов смещений не удовлетворяет полученной ориентации главных нормальных осей тензора и лежит в пределах ограниченной области между двумя нодальными плоскостями.

Анализ векторов смещений в очагах землетрясений с учетом их энергии показал, что совокупность векторов смещений в очагах сильнейших землетрясений с магнитудами $M \geq 7,0$ строго соответствует одному типу тензора напряжений. Причем оказалось, что структура этого современного поля напряжений едина на всем протяжении Курило-Камчатской дуги и носит, таким образом, региональный характер.



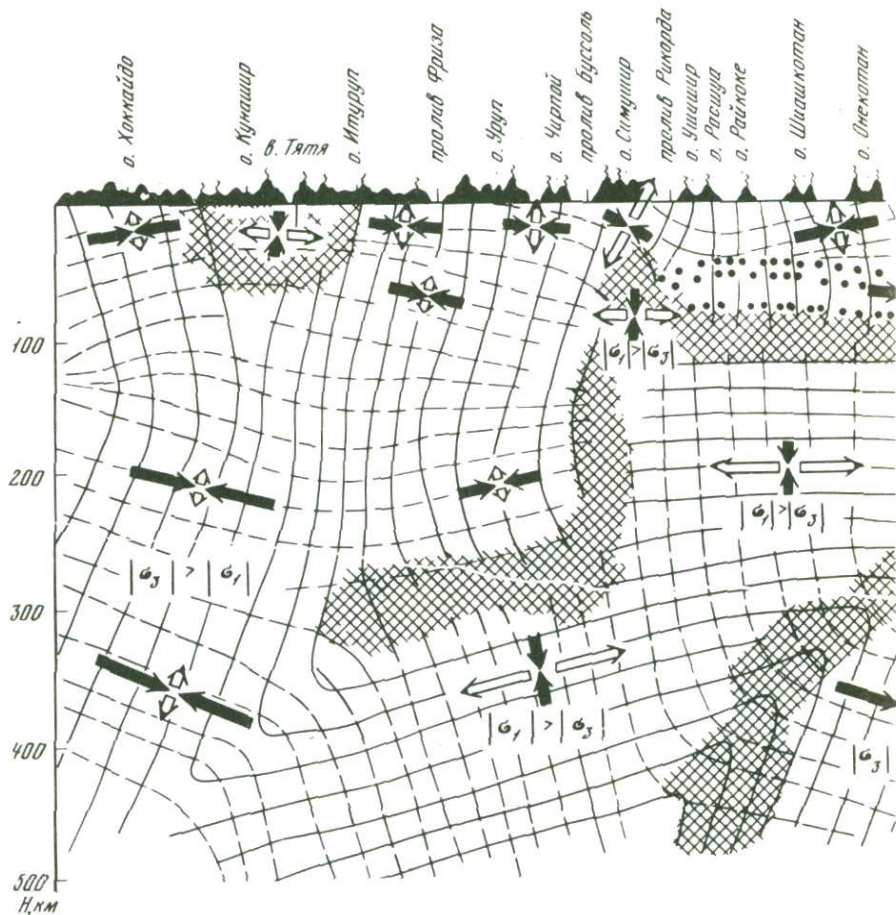
Р и с. 2. Тензор землетрясений Курило-Камчатской дуги с $K \geq 13$
 1 – проекции главных нормальных осей сжатия (i) 13–17 энергетических классов; 2 – проекции главных нормальных осей напряжений растяжений (k) 13–17 энергетических классов; 3 – ориентировка направления смещения вязкого крыла сколового нарушения относительно лежащего, изображенного в точке выхода нормали к плоскости нарушения



На рис. 2 представлен тензор напряжений регионального поля с совокупностью векторов подвижек в плоскости разрыва очагов только сильнейших землетрясений и стереограммы распределения их главных нормальных осей сжатия i и растяжения k.

Из рисунка следует, что современное региональное поле Курило-Камчатской дуги характеризуется следующей ориентировкой осей главных нормальных напряжений сжатия: $(\sigma_3) - 310^\circ < 89^\circ$; промежуточного $(\sigma_2) - 25^\circ < 12^\circ$; растяжения $(\sigma_1) - 230^\circ < 72^\circ$.

Таким образом, определяющей особенностью регионального поля является преобладающее горизонтальное сжатие ($|\sigma_3| > |\sigma_1|$) север-северо-западного – юг-юго-восточного направления. Подобная ориентация регионального поля напряжений аналогична результатам, полученным В.Н. Аверьяновой (1968, 1974), Л.М. Балакиной и ее соавторами (1972, 1974) независимыми методами. Характер напряжений, действующих в

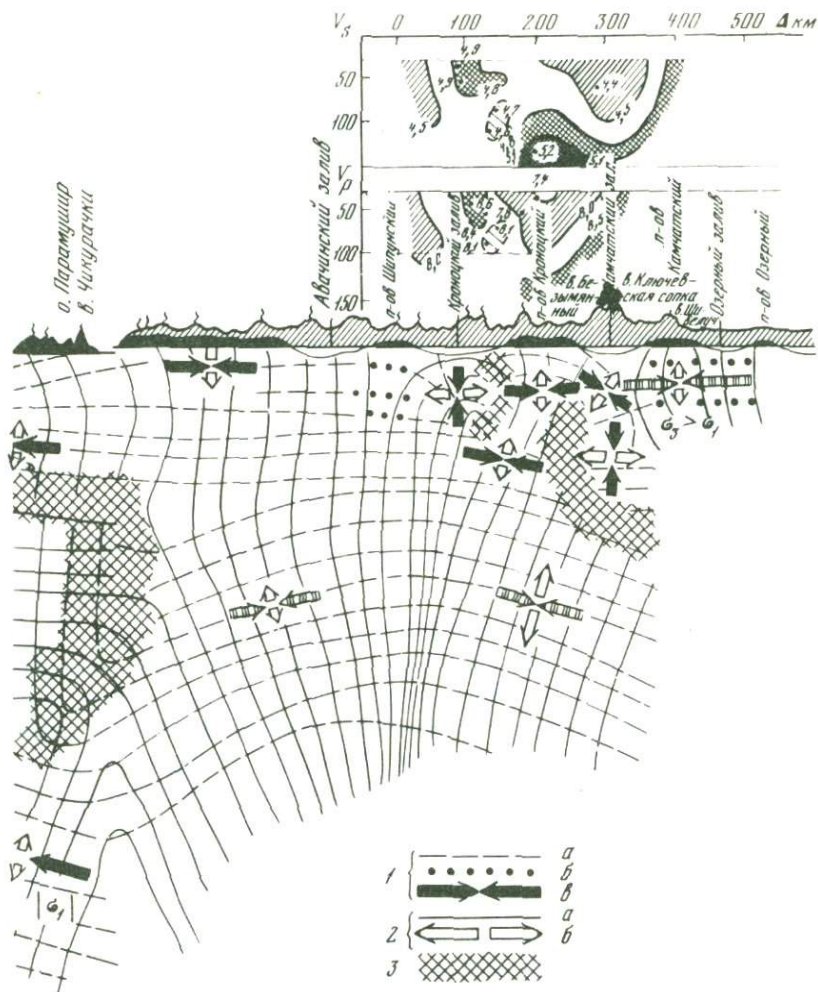


Р и с. 3. Проекция траекторий осей сжатия и растяжения в вертикальной плоскости вдоль фокальной зоны

1 – траектории осей сжатия: а – ориентированные вдоль и под небольшим углом к простиранию фокальной плоскости; б – ориентированные вкrest фокальной плоскости; в – положение в пространстве главных нормальных осей напряжений сжатия (σ_3). Величина стрелки соответствует количественному вза-

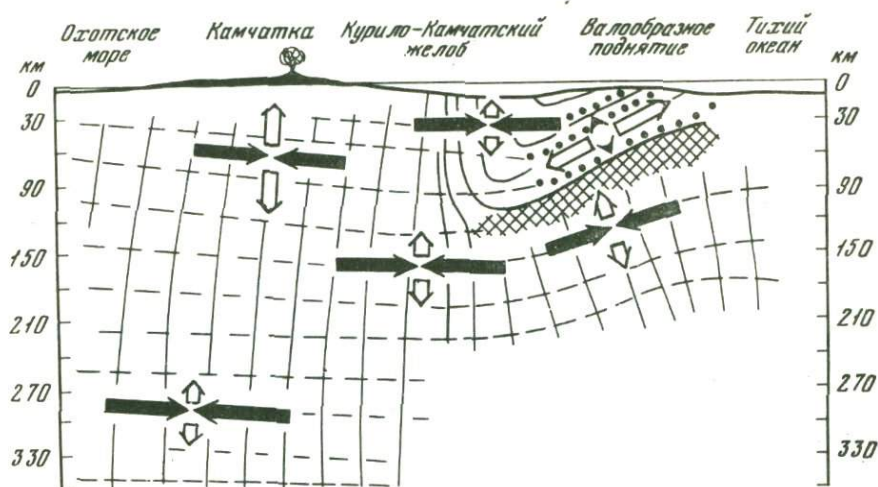
очагах сильнейших землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса, был определен Л.М. Балакиной по методике А.В. Введенской. На основании этих данных было построено поле упругих напряжений этого региона. Господствующий тип напряженного состояния в изучаемом регионе – близгоризонтальное сжатие в направлении северо-запад – юго-восток.

Исследуя динамические параметры совокупности очагов более слабых



имоотношению растягивающих и сжимающих сил $|\sigma_1|$ и $|\sigma_3|$. 2 - а - траектория осей растяжения, ориентированных вдоль и под небольшим углом к простиранию фокальной плоскости; б - положение в пространстве главных нормальных осей напряжений растяжения (σ_1). Величина стрелки соответствует количественному соотношению растягивающих и сжимающих сил $|\sigma_1|$ и $|\sigma_3|$; 3 - зоны максимальных градиентов локального поля напряжений

землетрясений, начиная с $M \geq 5$, В.Н. Аверьянова получила более сложную мозаичную картину распределения напряжений, снимающихся в очагах землетрясений. В дальнейшем по разработанной ею методике она определила поле деформаций в фокальной зоне Курило-Камчатской дуги, характер распределения сейсмогенных структур и их связь с геолого-тектонической жизнью региона (Аверьянова, 1974).



Р и с. 4. Проекция траекторий осей сжатия и растяжения в вертикальной плоскости вкрест фокальной зоны (разрез на широте г. Петропавловска-Камчатского)
Условные обозначения см. на рис. 3

Реконструкция поля напряжений, выполненная нами на основе анализа совокупности сдвиговых перемещений в очагах более слабых землетрясений с $3,5 \leq M < 7,0$, показала, что существует 14 типов тензоров напряжений, господствующих в определенных, ограниченных блоках земной коры и верхней мантии Курило-Камчатской дуги, которые были выделены по принципу согласованности в ориентировке векторов подвижек.

Мозаичная структура поля напряжений в выделенных блоках Тихоокеанской фокальной зоны и вблизи нее обусловлена, по-видимому, изменением регионального поля на различных неоднородностях среды и названа нами локальным полем напряжений.

Чтобы показать количественное соотношение между региональным и локальным полями напряжений, можно привести средние оценки, полученные К. Аки (Аки, 1972) для величины сбрасываемых напряжений. При землетрясениях, обусловленных существованием региональных по-

лей напряжений с $M \geq 7,0$, величина $\frac{M_0}{S^{3/2}} \sim 120-20$ бар, а сейсмический момент достигает $10^{26} - 10^{29}$ дин · см, для землетрясений в локальном поле 2-18 бар, $M_0 \sim 10^{23} - 10^{25}$ дин · см.

Основные черты строения локального поля напряжений иллюстрирует проекция траекторий осей сжатия и растяжения вдоль и вкрест фокальной плоскости Курило-Камчатской дуги (рис. 3, 4). Наибольшие деформации и соответственно максимальная изменчивость локального поля напряжений наблюдаются в районе полуостровов и заливов Камчатки, а также на севере и юге островной дуги, т.е. в ее краевых частях на глу-

бинах до 35–40 км. Значительно большая стабильность локального поля напряжений наблюдается с увеличением глубины до 100–120 км в верхней мантии региона.

Области преобладающего горизонтального сжатия характеризуют поле действия сил в земной коре и верхней мантии (на глубинах 0–60 км) полуостровов и восточных хребтов Камчатки, причем общей ориентацией (Аз. $250^\circ < 30^\circ$) траекторий осей главных напряжений сжатия обладают п-ова Озерной, Кроноцкий, Камчатский. Резкое изменение направления сжатия (σ_3) (Аз. $\sigma_3 = 320^\circ < 20^\circ$) происходит на по-ове Шипунском и его подводном продолжении. Широкая ориентация оси сжатия (Аз. $270^\circ < 30^\circ$) наблюдается в земной коре и верхней мантии районов Восточных хребтов, ложа Берингова моря у юго-западного побережья Камчатки, к северу от о-ва Хоккайдо. Подобный же тензор напряжений определяет локальное поле напряжений к юго-востоку от Командорских островов (Аз. $265^\circ < 10^\circ$), в районе крайнего юга Камчатки (Аз. $255^\circ < 05^\circ$) и о-вов Курильской дуги: Парамушира, Онекотана, Шиащкотана (Аз. $260^\circ < 15^\circ$) (см. рис. 3).

Области растяжения обуславливают характер деформаций структур земной коры и самых верхних горизонтов верхней мантии (глубины 0–60 км), заливов Камчатки (Камчатского Аз. $\sigma_1 = 310^\circ < 40^\circ$, Кроноцкого Аз. $\sigma_1 = 310^\circ < 40^\circ$, Авачинского Аз. $\sigma_1 = 350^\circ < 5^\circ$), блока в центре Курильской островной дуги, непосредственно в районе о. Симушир Аз. $\sigma_1 = 245^\circ < 50^\circ$, а на юге – в районе о-ва Кунашир Аз. $\sigma_1 = 285^\circ < 10^\circ$ (см. рис. 3). Область растяжения в блоке о-ва Кунашир сменяется областями сжатия к югу (о. Хоккайдо) и к северу (о. Итуруп).

Из всего вышесказанного следует, что распределение деформаций, установленных в земной коре и верхней мантии фокальной зоны Курило-Камчатской дуги (на глубинах 0–60 км) по землетрясениям средней энергии $M < 7,0$, определяется сложным чередованием объемов, подвергавшихся либо близгоризонтальному сжатию (с растяжением, близким к вертикали), либо близгоризонтальному растяжению (с близвертикальным сжатием).

По нашему мнению, на глубинах 0–30 км, т.е. в земной коре региона, деформации, существующие в современном локальном поле напряжений, являются следствием искажения регионального поля, выявляющегося при сильных землетрясениях с $M \geq 7,0$ на геолого-структурных неоднородностях различного плана и порядка.

На больших глубинах (40–60 км) в верхней мантии и нижних горизонтах земной коры существующее распределение планов деформаций выделенных объемов в локальном поле напряжений могло возникнуть при конвективных течениях в горизонтальном слое исследуемых глубин. Подобная точка зрения была высказана В.В. Эзом (1974) при изучении роли внутрикоровой конвекции в формировании структуры земной коры.

Как уже отмечалось выше, структура поля напряжений более однородна в нижних горизонтах верхней мантии фокальной зоны Курило-Кам-

чатской дуги: на глубинах в интервале 100–250 км выделяются четыре крупные области с близгоризонтальными осями сжатия, ориентированными нормально к простиранию фокальной зоны под Камчаткой. $\text{Az. } \sigma_3 = 80^\circ < 15^\circ$ и вдоль фокальной зоны южнее о-ва Симушир до о. Хоккайдо $\text{Az. } \sigma_3 = 255^\circ < 20^\circ$. Оси σ_1 при этом близвертикальны. Обширная зона растяжения характерна для центра Курило-Камчатской дуги на глубинах 100–500 км, в верхних частях земной коры она меньше — захватывает области, лишь непосредственно примыкающие к о. Симушир.

Ориентация сдвиговых нарушений в совокупности очагов землетрясений этих областей свидетельствует о преобладающем влиянии сжимающих горизонтальных сил, только под Камчаткой горизонтальные сжимающие $|\sigma_1| = |\sigma_3|$ и близвертикальные растягивающие усилия соизмеримы (см. рис. 4).

В северной и центральной частях Курильской дуги на этих глубинах преобладают близгоризонтально ориентированные растягивающие силы $|\sigma_1| > |\sigma_3|$.

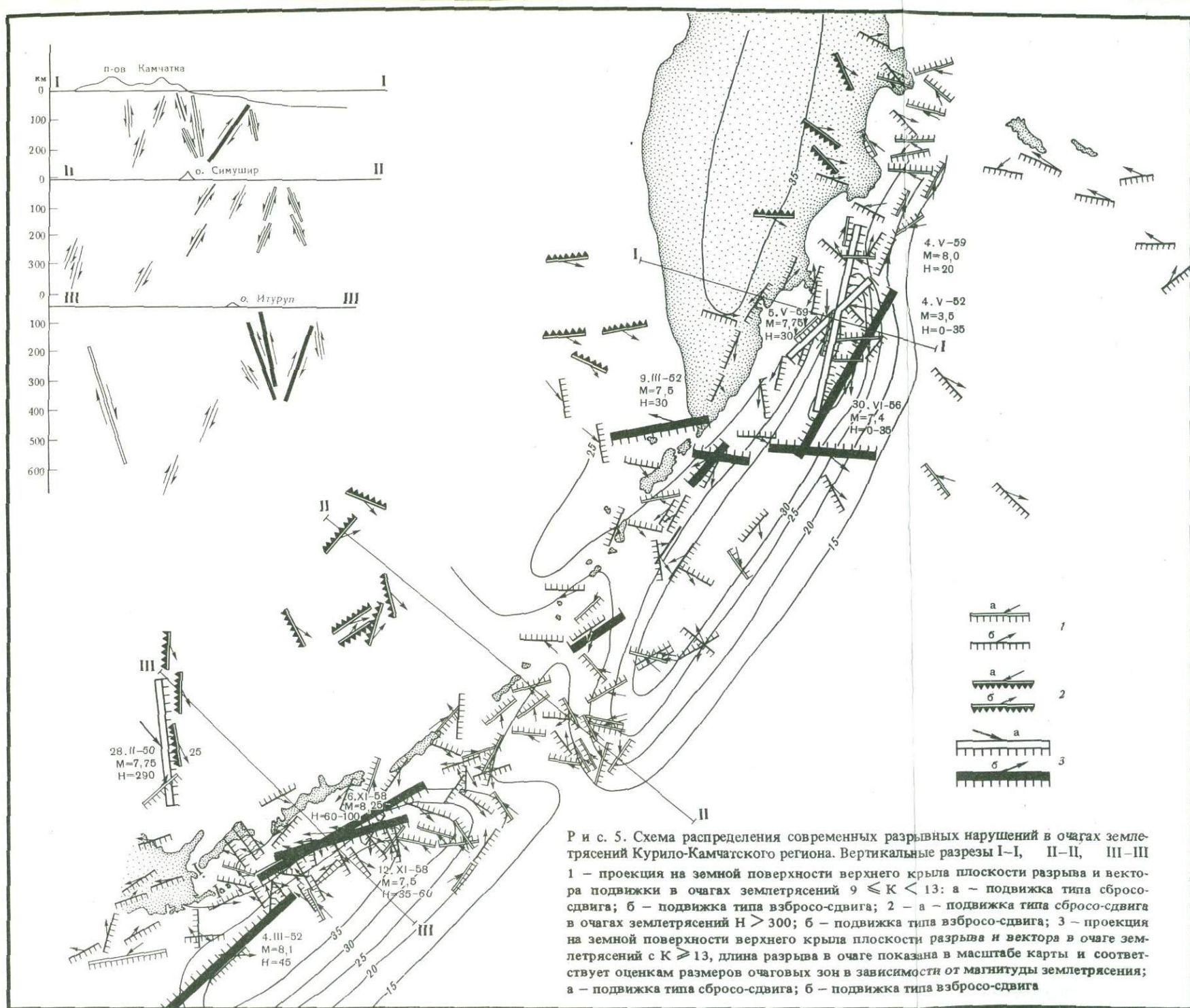
Подобная структура поля напряжений остается неизменной и в более глубоких горизонтах мантии ($H = 250 \div 500$ км). Наблюдается лишь некоторое смещение области растяжения к югу Курильской дуги до широты о. Кунашир (возникает она также южнее, на широте о. Райкоке) (см. рис. 3).

Таким образом, локальное поле напряжений Курило-Камчатской дуги резко неоднородно в земной коре и верхней мантии у концов дуги: в районе полуостровов Восточной Камчатки — на севере и южных Курильских островов и близ о. Хоккайдо — на юге. Большой стабильностью в ориентации главных осей напряжений и соответствием их простираний региональному полю отличаются центральные участки Курило-Камчатской дуги. Характерные особенности их напряженного состояния четко видны на вертикальном профиле вкрест простирания основным структурам фокальной зоны (см. рис. 4).

Области преобладающих сил растяжения в районе Камчатских заливов чередуются с областями сжатия областей полуостровов, что качественно соответствует зонам уменьшения и увеличения скоростей продольных и поперечных волн, установленных по результатам исследований И.П. Кузина (1974), Л.Б. Славиной, С.А. Федотова (1974), Л.С. Шумилиной (Федотов и др., 1972).

Как указывалось выше, применяемая нами методика позволяет выделять плоскость, по которой произошло смещение в очаге землетрясения. Распределение проекций этих современных разрывных нарушений и направление смещения их верхнего крыла изображено на рис. 5 (см. вклейку). Длина разрывов соответствует энергии землетрясения. Разным знаком показаны взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги.

В большинстве очагов сильнейших землетрясений $M \geq 7,0$ "оживали" плоскости разрывов, ориентированные вдоль общего простирания фокальной зоны Курило-Камчатской дуги (четкая поперечная ориентация современных разрывов в очагах фиксируется лишь на севере (в районе



Р и с. 5. Схема распределения современных разрывных нарушений в очагах землетрясений Курило-Камчатского региона. Вертикальные разрезы I-I, II-II, III-III 1 - проекция на земной поверхности верхнего крыла плоскости разрыва и вектора подвижки в очагах землетрясений $9 \leq K < 13$; а - подвижка типа сбросо-сдвига; б - подвижка типа взбросо-сдвига; 2 - а - подвижка типа сбросо-сдвига в очагах землетрясений $H > 300$; б - подвижка типа взбросо-сдвига; 3 - проекция на земной поверхности верхнего крыла плоскости разрыва и вектора в очаге землетрясений с $K \geq 13$, длина разрыва в очаге показана в масштабе карты и соответствует оценкам размеров очаговых зон в зависимости от магнитуды землетрясения; а - подвижка типа сбросо-сдвига; б - подвижка типа взбросо-сдвига

п-ова Озерного) и на юге Камчатки (между мысом Лопаткой и о. Парамушир).

Разрывы в очагах большинства более слабых землетрясений ($3,5 \leq M < 7,0$) также простираются в согласии с общим направлением фокальной зоны, но азимуты их падения очень разнообразны.

Четкая поперечная к простираанию Курило-Камчатской фокальной зоны система разрывов фиксируется в очагах землетрясений Командорских островов (что, впрочем, хорошо согласуется с простираанием фокальной зоны Алеутской дуги), Камчатского залива и п-ова Камчатского мыса на севере Курило-Камчатской дуги, а также в очагах землетрясений близ о. Кунашир – на юге дуги.

Сбросо-сдвиговый характер смещений верхних крыльев плоскостей разрывов, т.е. их опускание, наблюдается в области заливов Камчатки, а также в центре Курильской островной дуги в зоне растяжения близ о. Симушир. Разрывные дислокации взбросо-сдвигового характера преобладают в зонах преимущественного сжатия.

Распределение разрывных нарушений в фокальной зоне как в плане, так и по глубине ее показывает, что фокальная зона представляет собой глубинную разломную зону, весьма сложно построенную. В настоящее время в региональном поле напряжений "живут" современные разрывы разных порядков различных простирааний и различного падения, хотя для основной массы разрывных нарушений существует общее простираание, согласное с простираанием геолого-тектонических структур Камчатки и Курильских островов (северо-северо-восточное). Четкие поперечные разрывные зоны в очагах землетрясений $3,1 \leq M < 7,0$, как было сказано выше, отмечены по краям Курило-Камчатской дуги (в зоне ее сочленения с Алеутской дугой и севернее о. Хоккайдо), а также в ее центре (у о-ва Симушир).

Таково в общих чертах строение современной разрывной структуры фокальной зоны и соседних с ней областей Курило-Камчатской и Алеутской дуг.

Выводы. 1. Определена общая структура поля напряжений Курило-Камчатской дуги. Найдены основные характеристики регионального, выявляющегося при сильных землетрясениях $M \geq 7,0$ и локального, выявляющегося при умеренных землетрясениях ($3,5 \leq M < 7,0$) полей напряжений и их взаимосвязь.

2. В локальном поле наиболее сложное напряженное состояние наблюдается в краевых зонах Курило-Камчатской дуги, а также в земной коре и верхних горизонтах верхней мантии. Однородным и более стабильным локальное поле напряжений становится в центре дуги и в более глубоких горизонтах верхней мантии.

3. Выделены области преимущественного сжатия и растяжения, а также те области, где сжимающие и растягивающие усилия соизмеримы между собой. Чередование зон сжатия полуостровов и зон растяжения заливов восточного побережья Камчатки находится в качественном соответствии с увеличением и уменьшением скоростей продольных и поперечных волн в земной коре и верхней мантии, установленным по данным целого ряда исследователей.

4. Выявлена общая структура современных разрывных нарушений. Показано, что фокальная зона Курило-Камчатской дуги — сложно построенная зона глубинных разломов и оперяющих разрывов различного порядка, ориентированных в пространстве в разнообразных азимутах как простирания, так и падения. Поперечные разрывные структуры ограничивают фокальную зону с севера и юга и пересекают ее в центре.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В.Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
- Аверьянова В.Н.* Сейсмический режим в условиях сжатия и растяжения. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, 1974.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. — *Сейсмология*, № 8. М., "Наука", 1972.
- Балакина Л.М.* Очаги землетрясений и поле напряжений в земной коре и верхней мантии окраинной зоны Тихого океана. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М., "Наука", 1974.
- Гущенко О.И., Сим Л.А.* Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических смещений (по геологическим и сейсмическим данным). — В кн.: Механика литосферы. Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн. сов. Л., 1974.
- Кузин И.П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., "Наука", 1974.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Лупикина Е.Г., Егорова И.О., Кожемяка Н.Н.* Камчатка, Курильские и Командорские острова (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М., "Наука", 1974.
- Славина Л.Б., Федотов С.А.* Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Токарев П.И., Широков В.А., Зобин В.М.* Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М.* Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 1897–1961 гг. по данным инструментальных наблюдений. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Федотов С.А., Славина Л.Б., Шумилина Л.С.* Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. Сахалинск. сессия сейсм. ком. по Сибири и Дальн. Востоку 9/16 окт. 1972. Южно-Сахалинск, 1972.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Бобков М.Ф., Кузин И.П.* Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений. — В кн.: Землетрясения СССР в 1964 г. М., "Наука", 1967.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М.* Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965–1968 гг.). — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Эз В.В.* Роль внутрикоровой конвекции в формировании структуры континентальной коры. — В кн.: Механика литосферы. Тезисы докладов Всесоюз. научно-техн. сов. Л., 1974.

- Aki K.* Earthquake generating stress in Japan for the years 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation patterns. – Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1966, v. 44, N 2.
- Aki A.* Earthquake mechanism. The Upper Mantle. – Tectonophysics, 1972, v. 13 (1–4).
- Hodgson J.H.* Earthquake mechanism. – Sci. J., 1966, v. 2, N 4.
- Honda H., Masatsuka A., Ichikawa M.* On the mechanism of earthquakes and stresses producing them in Japan and its vicinity (Third paper). – Geophys. Mag., 1967, v. 33, N 4.
- Ichikawa M.* Statistical investigation on mechanism of earthquakes occurring in and near Japan and some related problems. – J. Meteorol. Res., 1966, v. 18, N 2.
- Ichikawa M.* Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926–1968. – Geophys. Mag. Tokyo, 1971, v. 35, N 3.
- Stauder W.* S-wave studies of earthquake of North Pacific, part I: Kamchatka. – Bull. Seismol. Soc. Am., 1962, v. 52, N 3.
- Udias A., Stauder W.* Application of numerical methods for S-wave focal mechanism determination to earthquakes of Kamchatka-Kurile region. – Bull. Seismol. Soc. Am., 1964, v. 54, N 6.
- Uffen R., Jessop A.M.* The stresses release hypothesis of magma formation. – Bull. Volcanol., 1963, v. XXVI, N 5.

В.А. Широков

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ВЛИЯНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ И ЕЕ ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ДЛЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО УЧАСТКА ТИХООКЕАНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Ядро и оболочки нашей планеты – мантия, земная кора, гидросфера, атмосфера – находятся под влиянием гравитационного, магнитного и электрического полей не только собственно Земли, но и других тел солнечной системы. Большой интерес представляет изучение влияния внешних, космических полей на процессы в твердой Земле. Процессы в Земле недоступны для непосредственного наблюдения, поэтому важное значение приобретает задача изучения проявлений этих процессов на поверхности Земли, и прежде всего медленных движений земной коры, землетрясений, извержений вулканов.

В настоящей статье, во-первых, на основе представлений различных исследователей о механизме связи между космическими факторами и геотектоникой сделана попытка представить эту связь в схематическом виде с учетом промежуточных звеньев, связывающих эти явления; во-вторых, проведен анализ влияния приливных колебаний, создаваемых силами гравитационного притяжения Луны, на поле упругих напряжений в Земле и по результатам этого анализа дан долгосрочный прогноз времени возникновения наиболее сильных землетрясений и извержений вулканов для различных регионов северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны.

К вопросу о влиянии космических факторов на сейсмичность и вулканизм. Предположение о том, что тек-

тонические процессы вызваны в конечном счете внешними космическими факторами, неоднократно высказывали геологи и геофизики. М.А. Усов (1940) указывал на космические факторы, как на вероятную причину пульсаций земной коры. А.В. Пейве (1961, стр. 47), предполагал, что тектонические перемещения в Земле являются следствием гравитационно-инерционных сил планеты и в конечном счете "порождаются гигантской, внешней по отношению к Земле механической энергией". Идея о возможном влиянии гравитационных сил на тектоническую жизнь Земли по существу высказана еще Ньютоном, который образно сказал, что если между полюсом и экватором в виде горы поместить новую порцию вещества, то это приведет к нерегулярностям вращения Земли. Очевидно, справедливо и обратное, т.е. нерегулярности вращения Земли, являющиеся результатом действия космических факторов, могут привести к перемещениям вещества планеты, в частности землетрясениям и извержениям вулканов.

За последние 10–15 лет главным образом советскими исследователями получен ряд интересных результатов, которые позволяют утверждать, что космические факторы, такие, как солнечная активность, гравитационные поля Луны и Солнца, заметно влияют на процессы в твердой Земле. Споры ведутся лишь по поводу того, достаточно ли велико это влияние, чтобы изменить поле упругих напряжений в Земле и вызвать землетрясения и извержения вулканов. Пожалуй, в настоящее время господствующим является представление о "спусковом" механизме влияния космических факторов на землетрясения и извержения вулканов. Предположение о том, что космические силы могут принимать участие в длительном процессе подготовки, скажем, крупного землетрясения или вулканического извержения, до сих пор не обсуждалось. Однако предпосылки для такого подхода к анализу геотектонических явлений уже намечаются, что выражается в попытках количественных оценок энергетического вклада космических факторов в процессы, протекающие в твердой Земле (Русинов, 1970; Калинин, 1973; Альтгаузен, 1974).

В обзорной работе П.Н. Кропоткина (1970), посвященной выяснению роли космических факторов в геотектонике, выделено 5 групп факторов, анализ которых приводит к необходимости искать какой-то внешний фактор для объяснения закономерностей протекания тектонических процессов во времени. П.Н. Кропоткин делает вывод, что тектонические процессы представляют собой результат действия двух более или менее равноценных факторов – внутренней эволюции Земли, связанной с выделением тепла при распаде радиоактивных элементов и с гравитационной дифференциацией вещества ее силикатной оболочки, и космических внешних воздействий.

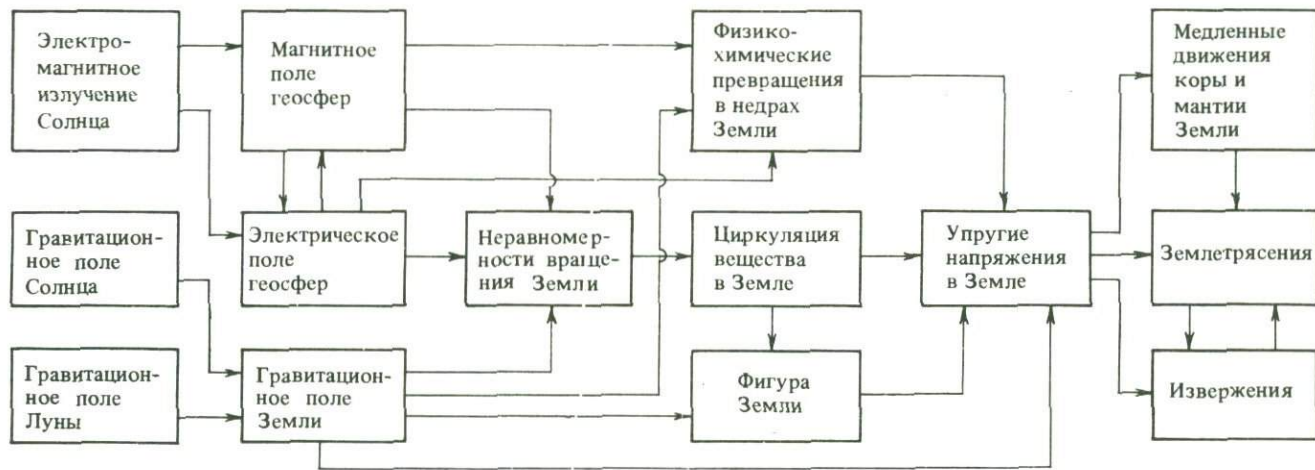
В.И. Афанасьев (1963) и А.Д. Сытинский (1963) приводят соображения относительно возможной обусловленности современных геотектонических движений изменениями угловой скорости вращения Земли, которые в свою очередь, вызываются изменениями солнечной активности. В случае наблюдающихся быстрых изменений угловой скорости вращения Земли должны происходить и быстрые изменения ее фигуры, но земная кора и верхние слои оболочки Земли, обладая свойствами твердого тела,

не смогут быстро принять соответствующую форму и в них будут возникать напряжения. Если напряжения превысят предел прочности этих слоев, то в них произойдут разрывы, обуславливающие землетрясения. На факт корреляции между угловой скоростью вращения Земли и темпом выделения сейсмической энергии указывается в работах Н. Стойко (Stoyko, 1952), П.Н. Кропоткина, Ю.А. Трапезникова (1963) и в более поздних работах других авторов. Дж. Симпсон (Simpson, 1968), выявивший корреляцию между частотой сильных землетрясений и вариациями числа солнечных пятен, считает, что спусковым механизмом землетрясений могут являться внезапные изменения угловой скорости вращения Земли, электрические токи в Земле, магнитогидродинамическая связь солнечного и земного магнитных полей, крупномасштабные процессы циркуляции земной атмосферы. В работах (Меняйлов, 1947; Нестеренко, Стовас, 1963; Тамразян, 1965; Ламакин, 1966; Perrey, 1853; Imbo, 1954; Simpson, 1967; Hamilton, 1973; Mauk, Johnston, 1973) указывается на зависимость сейсмической или вулканической активности от взаимного расположения Земли, Луны, Солнца.

Таким образом, по литературным данным можно заключить, что к числу главных факторов космического происхождения, оказывающих влияние на сейсмичность и вулканизм Земли, относятся: электромагнитное излучение Солнца, гравитационное поле Луны, гравитационное поле Солнца. Следует указать, что мы имеем в виду спектр воздействий космических факторов в ограниченном интервале периодов от нуля до сотен лет.

На рис. 1 приведена схема, синтезирующая представления различных упомянутых выше исследователей о механизме связи между перечисленными космическими факторами и медленными движениями земной коры и мантии, землетрясениями, извержениями вулканов. Число стрелок, которые указывают на связи между различными явлениями, может быть увеличено на схеме по меньшей мере вдвое, но мы обращаем внимание лишь на главные, наиболее существенные, на наш взгляд, связи.

Как видно из приведенной схемы, поле упругих напряжений Земли является функцией нескольких переменных; каждая из них сложным образом изменяется во времени. В общем виде задача изучения влияния космических факторов на сейсмичность и вулканизм едва ли может быть решена. На практике, однако, достаточно ограничиться изучением наиболее характерных участков спектра, которые содержат главные гармоники спектральных функций. Спектры космических факторов представлены набором периодических и квазипериодических компонент, что упрощает нашу задачу. С точки зрения долгосрочного прогноза времени возникновения землетрясений и извержений вулканов представляет интерес изучение участка спектра в интервале периодов от года до нескольких десятков лет. В этом интервале выявлены, например, 11-летняя и 80–90-летняя периодичности землетрясений, связанные с соответствующими периодами солнечной активности (Сытинский, 1963; Афанасьева, 1963). Н.М. Альтгаузен (1974) обнаружил эффект двухлетнего запаздывания выделения сейсмической энергии относительно вариаций геомагнитного поля для 11-летнего периода.



Р и с. 1. Схема влияния космических факторов (электромагнитное излучение Солнца, гравитационные поля Солнца и Луны) на медленные движения коры и мантии Земли, землетрясения, извержения вулканов

В спектральном интервале от одного года до ста лет известны (Монин и др., 1974) солнечный годовой прилив и два лунных приливных периода: $T_1 = 8,847$ года (период вращения линий апсид орбиты Луны, соединяющей ее перигей и апогей) и $T_0 = 18,613$ года (период вращения линии узлов орбиты Луны). Наиболее значительна амплитуда прилива T_0 , обычно называемого девятнадцатилетним. По своей величине девятнадцатилетняя вариация приливообразующей силы сравнима с вариацией месячного лунного прилива. Учитывая инерционные свойства упругих напряжений Земли, есть основания ожидать, что многолетние компоненты приливообразующей силы Луны играют более важную роль, чем короткопериодные составляющие. Дальнейшее изложение статьи посвящено анализу связи между 19-летним приливом и землетрясениями и извержениями вулканов.

Девятнадцатилетний прилив и методика прогноза времени возникновения землетрясений и извержений вулканов. Первая попытка обнаружить 19-летний прилив в реальном океане была сделана в прошлом веке Джорджем Дарвином, показавшим 19-летнюю изменчивость высоты стояния среднего уровня воды для пунктов Карачи и Бомбей. Детальные исследования последних лет подтверждают выводы Дарвина (Максимов, 1960; Lisitzin, 1957). Существование глобального 19-летнего прилива неизбежно приводит к мысли о возможности влияния этого прилива на сейсмичность и вулканизм, т.е. на процессы в твердой Земле. В.В. Ламакин (1966) выявил 19-летнюю периодичность байкальских землетрясений. В работе У. Гамильтона (Hamilton, 1973) рассматривается связь между 19-летним приливом и извержениями вулканов.

Девятнадцатилетняя составляющая приливообразующей силы Луны пропорциональна величине (Doodson, 1921)

$$M = M_0 \cos \beta = M_0 \cos \left(\frac{2\pi}{T_0} t + \psi \right),$$

где $M_0 = 1 - 3 \sin^2 \varphi$; β — долгота восходящего узла орбиты Луны; t — текущее время в годах; ψ — фаза прилива; $T_0 = 18,6$ года (φ — широта места). Множитель M_0 принимает экстремальные значения на экваторе и полюсах, а при $\varphi = 35^{\circ}16'$ он равен нулю. При переходе через эту узловую широту фаза 19-летнего статического прилива меняет знак на обратный. Функция M характеризует закон изменения приливообразующей силы, эффект же ее проявления зависит от структуры поля упругих напряжений в Земле, упруговязких параметров вещества.

Учитывая неоднородность поля упругих напряжений Земли, из самых общих соображений следует, что измененная в Земле волна прилива должна рассматриваться как сложная, т.е. состоящая из простого основного прилива и приливных гармоник высших порядков с длиной волны, равной половине, трети, четверти и т.д. основной волны. Явление расщепления приливной волны на гармоники было отмечено для морских приливов еще в XIX в. К. Томпсоном и Дж. Дарвином (Дарвин, 1965). Аналогичный подход к анализу влияния лунного прилива на твердую Землю

используется и нами. Для простоты приливная волна аппроксимируется в виде функции, представленной основным тоном $T_0 = 18,613$ г. и тремя главными гармониками, составляющими $1/2$, $1/3$ и $1/4$ части периода T_0 , т.е.

$$\Phi(t) = \sum_{i=1}^4 A_i \cos\left(\frac{2\pi}{T_0} t + \psi_i\right),$$

где A_i, ψ_i — амплитуды и фазы компонент приливной функции.

Функция $\Phi(t)$ может быть использована для прогноза интервалов времени ("время тревоги"), в которые ожидаются интересующие нас события, подобно тому, как это делается и для морских приливов (Дарвин, 1965). С учетом дискретности временных рядов рассматриваемых нами событий расчет амплитуд и фаз $\Phi(t)$ может быть сделан по способу А. Шустера (Shuster, 1898; Бокс и Дженкинс, 1974). Для оптимального прогноза "времени тревоги" необходимо ввести понятие эффективности прогноза. За меру эффективности принята введенная А.А. Гусевым (1974) оценка

$$I = \frac{p(\text{прогноз})}{p(\text{среднее})},$$

т.е. отношение вероятности событий в прогнозируемое "время тревоги" к средней вероятности событий. Прогноз "времени тревоги" будет оптимальным в том случае, когда I максимально. Следует сказать, что при расчете $\Phi(t)$ в дальнейшем отбрасывались те составляющие, которые снижают эффективность прогноза, т.е. $\Phi(t)$ не обязательно выражается суммой четырех членов. Следовательно, остается экспериментальным путем подобрать такое значение $\Phi(t) = \Phi_0$, при котором $I = I_{\max}$. Значения t , для которых $\Phi(t) > \Phi_0$, и будут указывать на интервалы, соответствующие "времени тревоги".

И с х о д н ы е д а н н ы е и р е з у л ь т а т ы. Исследуемый северо-западный участок Тихоокеанской переходной зоны от континента к океану был разбит на 5 регионов: I — Алеутские острова; II — Камчатка; III — Курильские острова; IV — о-ва Хоккайдо, Хонсю, Кюсю, V — О-ва Рюкю, Идзу-Бонин, Марианские и Каролинские. В тектоническом отношении наиболее сложным является Японский регион, который к тому же расположен в окрестности узловой широты $35^{\circ}16'$. На этой широте меняется знак фазы прилива, что усложняет анализ приливных явлений. По этой причине IV регион исключен из рассмотрения. Была сделана попытка рассмотреть влияние 19-летнего прилива на наиболее сильные события сейсмической и вулканической активности. Основное число событий составляют наиболее предостерегающие данные об извержениях и землетрясениях в нашем веке. Были использованы также наиболее надежные данные XVIII — XIX вв. Определенные трудности возникли при составлении каталогов сильных вулканических извержений. Это связано с отсутствием строгих количественных критериев оценки силы каждого конкретного извержения. По этой причине не были составлены каталоги для регионов I и V. Каталоги, составленные по

данным работ (Gorshkov, 1958; Vlodavetz, Piip, 1958; Токарев, 1959) для регионов II и III, получены по способу выделения сильных событий, предложенному П.И. Токаревым (1959). По-видимому, сильные извержения, рассматриваемые нами, приблизительно соответствуют объемам извергнутого материала от $5 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-1}$ км³. Отдельно был составлен каталог наиболее сильных извержений всей изучаемой зоны с $V > 0,4$ км³ (14 событий за период 1783–1972 гг.).

Каталоги сильных землетрясений, к которым отнесены события с магнитудой $M \geq 7$, составлены по данным работ (Федотов, 1965; Горячев и др., 1968; Gutenberg, Richter, 1954; Duda, 1965) и оперативного сейсмологического бюллетеня советских станций за 1965–1972 гг. Можно отметить, что в нашем столетии ежегодно на Земле происходило в среднем 20 землетрясений с $M \geq 7$ (Duda, 1965). Основные характеристики выборок землетрясений и извержений вулканов с указанием числа событий N , периода наблюдений, глубины очагов H землетрясений, объемов извергнутого материала V приведены в таблице.

На рис. 2, 3 приведены аппроксимирующая функция $\Phi(t)$ для каждой из 8 выборок, указанных в таблице, а также распределение событий N по фазам наложенных друг на друга приливных периодов длительностью 18,6 г. Каждое событие обозначено кружком. Начала периодов соответствуют эпохам минимального склонения Луны в девятнадцатилетних циклах. На этих рисунках параллельно оси абсцисс для кривых $\Phi(t)$ указан уровень Φ_0 , соответствующий оптимальному прогнозу времени тревоги, когда I максимально. Сплошные отрезки прямых, обозначающих уровень Φ_0 , соответствуют времени тревоги.

Формулы для расчета времени тревоги, выраженное в процентах время тревоги в девятнадцатилетнем цикле, процентное число угаданных событий, ближайшее после 1974 г. время тревоги приведены в четырех последних графах таблицы. Среднее для всех выборок число угаданных событий составляет 88%, т.е. угадываются приблизительно 9 событий из 10. Среднее время тревоги равно 57%. Для будущих событий, по-видимому, можно рассчитывать в среднем на угадывание 8 событий из 10. По прогнозу землетрясений наилучшие шансы имеет Камчатка, это видно на таблице и на рис. 2: за 250 лет наблюдений из 46 событий лишь 3 не попадают на время тревоги. Для извержений неожиданно хорошим оказался прогноз для сильнейших событий всей зоны с $V \geq 0,4$ км³. Из 14 событий только одно не попадает на время тревоги, которое составляет 30% от общего времени. Худшим является прогноз событий для Курильских островов. В то же время прогноз сильных землетрясений с $M \geq 7 \frac{3}{4}$ для Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии достаточно эффективен – 94% угаданных событий при 62% времени тревоги.

Просмотр событий за 1973 г. показал, что они соответствуют сделанному прогнозу. В соответствии с ним произошло 2 землетрясения: у южной оконечности Камчатки ($M = 7,3$) и на Курильских островах ($M = 7,7$). На основе описанной методики было предсказано (Широков, 1973) побочное извержение Ключевского вулкана, начавшееся в августе 1974 г.

Один из недостатков сделанного прогноза состоит в том, что не рассматривался вопрос устойчивости появления событий в определенные

Прогноз времени возникновения сильных землетрясений (магнитуда $M \geq 7$)
ных районов северо-западной части

Явление	Район	Характеристика выборки
Землетрясения	Алеутские острова (164° в.д. – 155° з.д.)	$M \geq 7$, $H = 0-70$ км, 1904–1972 гг., $N = 51$
	Камчатка, Курильские острова, Северо-восточная Япония ($38-58^{\circ}$ с.ш.)	$M \geq 7,8$, $H = 0-100$ км, 1737–1972 гг., $N = 49$
	Камчатка ($49-58^{\circ}$ с.ш.)	$M \geq 7$, $H = 0-600$ км, 1737–1972 гг., $N = 46$
	Курильские острова ($42-48^{\circ}$ с.ш.)	$M \geq 7$, $H = 0-100$ км, 1904–1972 гг., $N = 36$
	О-ва Рюкю, Идзу-Бонин, Марианские, Каролинские ($5-34^{\circ}$ с.ш.)	$M \geq 7$, $H = 0-100$ км, 1904–1972 гг., $N = 32$
Извержения	Северо-западная часть Тихоокеанской зоны	$V \geq 0,4$ км ³ , 1783–1972 гг., $N = 14$
	Камчатка	$V \approx (0,005-0,5)$ км ³ , 1737–1972 гг., $N = 45$,
	Курильские острова	$V \approx (0,005-0,5)$ км ³ 1713–1972 гг., $N = 33$

Примечание. * В формулу для расчета времени тревоги вместо t необходимо подставлять число лет, выраженное в годах (с точностью до десятых долей года), прошедшее после 1 января 1900 г. Например, 1 июля 1975 г. соответствует $t = 75,5$.

фазы девятнадцатилетнего цикла во времени. По этой причине трудно оценить эффективность прогноза для будущих событий. Однако подтверждение прогноза, по данным за 1973–1974 гг., позволяет надеяться на его эффективность и в будущем. Если прогноз времени возникновения сильных событий будет оправдываться при 50% времени тревоги с вероятностью 0,8, он будет иметь практическое значение. В настоящее время для Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии имеется и успешно оправдывается долгосрочный прогноз землетрясений С.А. Федотова (1968, 1974). В прогнозе С.А. Федотова для событий с $M \geq 7 \frac{3}{4}$, $H = 0-100$ км указаны потенциальные места их возникновения в будущем.

Таким образом, можно считать, что для Курило-Камчатской зоны имеется одновременный прогноз места и времени возникновения сильных землетрясений, что позволяет рассчитывать на более успешные работы и по краткосрочному прогнозу землетрясений этой зоны.

В рамках этой статьи не было возможности рассмотреть вопрос о влиянии солнечной активности на землетрясения и извержения вулканов.

и извержений вулканов (объем извергнутого материала $V \geq 0,005 \text{ км}^3$) для различ-
Тихоокеанской тектонической зоны

Формула для расчета времени тревоги t^* на любой срок в будущем	Время трево- ги, %	"Угадан- ные" собы- тия, %	Ближайшее время тре- воги после января 1974 г.**
$\sin \frac{2\pi}{18,61}(t - 2,55) > -0,40$	65	92,2	IX. 1975 г. – VII. 1987 г.
$\sin \frac{2\pi}{18,61}(t - 14,95) > -0,36$	62	94	VIII. 1969 г. – II. 1981 г.
$\sin \frac{6\pi}{18,61}(t - 2,74) > 0$	50	93,5	III. 1977 г. – IV. 1980 г.
$\sin \frac{6\pi}{18,61}(t - 2,55) > -0,37$	62	69,4	VIII. 1976 г. – VI. 1980 г.
$\sin \frac{2\pi}{18,61}(t - 6,16) + \sin \frac{6\pi}{18,61}(t - 3,07) > 0$	50	87,4	III. 1978 г. – VIII. 1980 г.
$\sin \frac{2\pi}{18,61}(t - 6,68) + \sin \frac{6\pi}{18,61}(t - 0,48) > 0,64$	30	93,2	VIII. 1981 г. – VI. 1984 г.
$\sin \frac{6\pi}{18,61}(t - 1,51) + 0,84 \sin \frac{18\pi}{18,61}(t - 4,41) > -0,5$	69	93,2	VIII. 1974 г. – XII. 1979 г.
$0,87 \sin \frac{6\pi}{18,61}(t - 2,55) + \sin \frac{8\pi}{18,61}(t - 0,75) > 0,22$	67	85	XII. 1975 г. – IV. 1982 г.

** В указанное время тревоги, очевидно, не обязательно должны происходить прогнозируемые события. Например, вероятность возникновения одного или более землетрясений с $M \geq 7$ на Камчатке в прогнозируемое время тревоги III. 1977 г. – IV. 1980 г. равна 0,82.

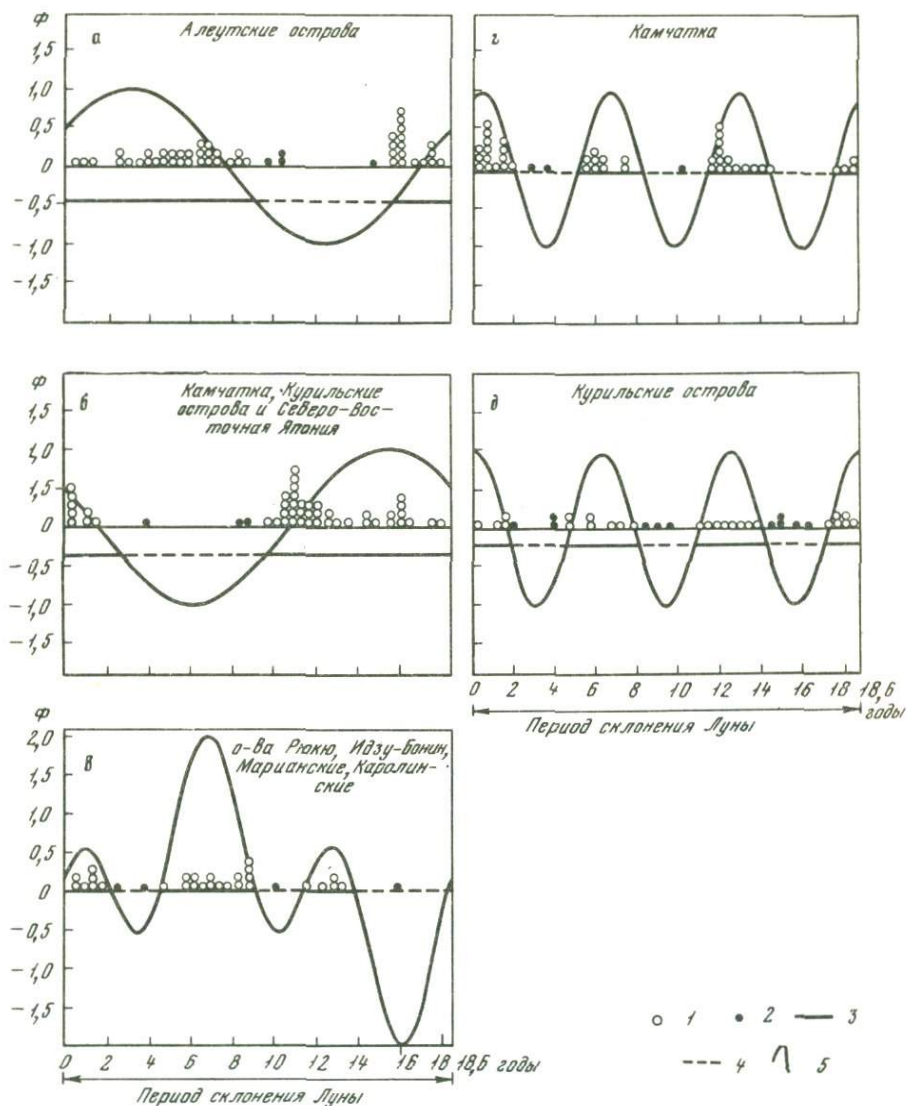
С учетом этого фактора прогноз времени возникновения событий может быть улучшен.

В заключение автор считает приятным долгом поблагодарить за помощь при выполнении этой работы чл.-кор. С.А. Федотова, А.А. Гусева, В.А. Казанцева, И.Г. Симбиреву, П.И. Токарева.

В ы в о д ы. 1. На основе литературных данных можно заключить, что к числу основных космических факторов, влияющих на сейсмичность и вулканизм, относятся солнечная активность и гравитационные поля Луны и Солнца. Приведена схема влияния космических факторов на землетрясения и извержения вулканов с учетом промежуточных звеньев, связывающих эти явления.

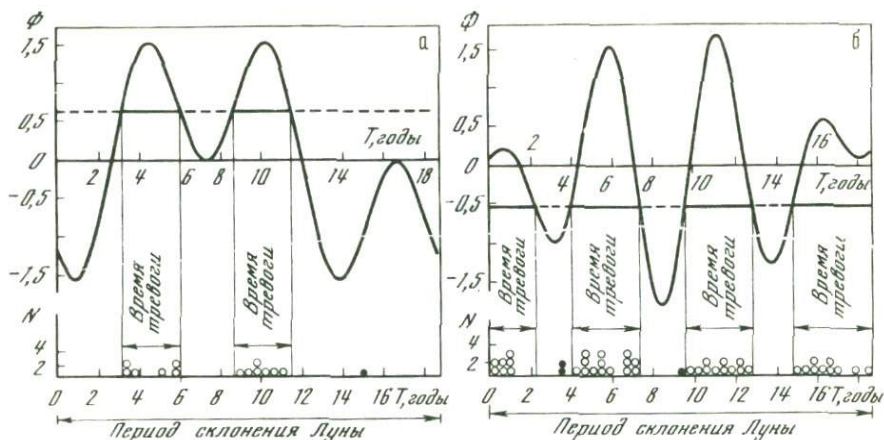
2. Приведен качественный анализ влияния 19-летнего лунного прилива на поле упругих напряжений в Земле. Приведена методика учета в первом приближении влияния приливной волны на возникновение землетрясений и вулканических извержений и долгосрочного прогноза этих событий.

3. Для различных регионов северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны дан долгосрочный прогноз времени возникновения силь-



Р и с. 2. Распределение событий – сильных землетрясений – внутри наложенных один на другой приливных периодов Луны длительностью 18,6 года и функция прогноза Ф

Функция Ф используется для выделения времени тревоги в регионах: а – Алеутские острова (магнитуда $M \geq 7$, глубина очагов $H = 0-70$ км); б – Камчатка, Курильские острова и о-ва Хоккайдо, Хонсю, Кюсю ($M \geq 7.8$, $H = 0-100$ км); в – о-ва Рюкю, Идзу-Бонин, Марианские, Каролинские ($M \geq 7$, $H = 0-100$ км); г – Камчатка ($M \geq 7$, $H = 0-600$ км); д – Курильские острова ($M \geq 7$, $H = 0-100$ км). Начала приливных периодов соответствуют эпохам минимального склонения Луны в 19-летних циклах. 1 – события, попадающие на время тревоги; 2 – события, не попадающие на время тревоги; 3 – уровень, определяющий время тревоги; 4 – уровень, определяющий время, когда в соответствии с прогнозом события не ожидаются; 5 – функция прогноза Ф



Р и с. 3. Распределение событий – сильных извержений – внутри наложенных один на другой приливных периодов Луны длительностью 18,6 года и функция прогноза Φ . Функция Φ используется для выделения времени тревоги в районах:

а – северо-западная часть Тихоокеанской тектонической зоны (извержения с объемом извергнутого материала $V > 0,4 \text{ км}^3$); б – Камчатка (извержения с $V \approx 5 \cdot 10^{-3} \div 5 \cdot 10^{-1} \text{ км}^3$). Условные обозначения см. на рис. 2

ных событий сейсмической и вулканической активности в виде формул, по которым рассчитывается время тревоги на любой срок в будущем. Среднее время тревоги для событий во всей зоне составляет 57% от общего времени. При этом для событий в прошлом "угадывается" 9 событий из 10.

4. Наиболее эффективным является долгосрочный прогноз сильных землетрясений Камчатки ($M \geq 7$, $H = 0-600 \text{ км}$) и наиболее мощных извержений с объемом извергнутого материала $V > 0,4 \text{ км}^3$ для всей исследуемой зоны.

5. По-видимому, многолетний лунный прилив оказывает важное влияние на процессы накопления и разрядки упругих напряжений в зонах высокой сейсмической и вулканической активности, а не только является спусковым механизмом для возникновения землетрясений и извержений вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен Н.М. О корреляции геомагнитных возмущений и сейсмической активности Земли. – "Геомагнетизм и аэрономия", 1974, т. XIV, № 4.
- Афанасьева В.И. Геоактивность и ее возможные причины. – "Геомагнетизм и аэрономия", 1963, т. III.
- Бокс Д., Дженкинс Г. Анализ временных рядов, прогноз и управление, вып. 1. М., "Мир", 1974.
- Горячев А.А., Кириллов Ф.А., Кондорская Н.В., Ландырева Н.С., Федотов С.А. Камчатка и Курильские острова. – В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности. – В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.

- Дарвин Д.Г.* Приливы и родственные им явления в солнечной системе. М., "Мир", 1965.
- Калинин Ю.Д.* Сейсмическая активность и межпланетное магнитное поле. Препринт. Красноярск, 1973.
- Кропоткин П.Н.* Возможная роль космических факторов в геотектонике. — "Геотектоника", 1970, № 2.
- Кропоткин П.Н., Трапезников Ю.А.* Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 11.
- Ламакин В.В.* Периодичность байкальских землетрясений. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2.
- Максимов И.В.* Десятилетие вариация среднего уровня Северного Ледовитого океана. — "Проблемы Арктики и Антарктики", 1960, № 6.
- Меньайлов А.А.* Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. — Труды Лабор. вулканол., АН СССР, 1947, вып. 4.
- Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г.* Изменчивость Мирового океана. Л., Гидрометеоздат, 1974.
- Нестеренко П.П., Стюас М.В.* Изменение гравитационного поля как одна из причин сейсмичности Земли. — В кн.: Геофизика и астрономия. Киев, "Наукова думка", 1963, с. 85–92.
- Пейве А.В.* Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 3.
- Русинов Б.Ш.* Электрические и магнитные поля в атмосфере и литосфере и их использование для геологических целей. Автореф. канд. дис. Л., 1970.
- Сытинский А.Д.* Современные тектонические движения как одно из проявлений солнечной активности. — "Геомагнетизм и астрономия", 1963, т. III, № 1.
- Тамразян Г.П.* Некоторые особенности высвобождения сейсмической энергии недр Земли в связи с изменениями приливообразующих и других сил. — В кн.: Пятое Совещание по проблемам планетологии. Л., 1965.
- Токарев П.И.* О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. — Труды Лабор. вулканол., АН СССР, 1959, вып. 17.
- Усов М.И.* Структурная геология. М.—Л., Геогеоиздат, 1940.
- Федотов С.А.* О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии. — Труды Ин-та физики Земли, 1965, № 203 (36).
- Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Федотов С.А.* Реализация долгосрочного сейсмического прогноза для Тихоокеанской фокальной зоны у берегов Курило-Камчатской дуги на 1965–1970 гг. и уточненный прогноз на 1971–1975 гг. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Широков В.А.* Космос и вулканы. — Ежегодник Человек и стихия. Л., Гидрометеоздат, 1973.
- Doodson A.T.* The harmonic development of the tidegenerating potential. — Proc. Roy. Soc. London, 1921, A 100, N 704.
- Duda S.J.* Secular seismic energy release in the circum Pacific Belt. — Tectonophysics, 1965, 2 (3).
- Gorshkov G.S.* Catalogue of the Active Volcanoes of the World. — Bull. Volcanol., Part VII, Kurile Islands, Napoli, 1958.
- Gutenberg B., Richter C.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. — Princ. Univ. Press. Princeton, 1954.
- Hamilton W.L.* Tidal Cycles of Volcanic Eruptions: Fortnightly to 19 Yearly Periods. — J. Geoph. Res., 1973, v. 78, N 17.
- Imbo G.* Seismicity del parossimo Vesuviano del Marza 1944. — Ann. dell Observ. Vesuviano, 1954, ser. 6.
- Lisitzin E.* The Tidal Cycle of 18,6 Years in the Oceans. — J. de Conceil, c. XXII, N 2. Copenhagen, 1957.

- Mauk F.J., Johnston M.J.S.* On the Triggering of volcanic eruptions by Earth Tides. — J. Geoph. Res., 1973, v. 78, N 17.
- Perrey A.C.* Memoire sur les rapports qui peuvent exister entre la frequence des tremblements de Terre et l'age de la Lune. — Compt. Rend. Acad. Sci., 1853, v. 36, N 12.
- Shuster A.* On the investigation of hidden periodicities. — Terr. Mag., 1898, v. 3.
- Simpson J. F.* Earthtides as a triggering mechanism for earthquakes. — Earth. and Planetary Sci. Letters, 1967, v. 2.
- Simpson J.F.* Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1968, v. 3, N 5.
- Stoyko N.* Sur les relations entre la variation de la rotation l'oscillation libre et les tremblements de Terre. — Compt. Rend. Acad. Sci., 1952, t. 234, N 26.
- Vlodavetz V.I., Piip B.I.* Catalogue of the Active volcanoes of the World, Part III, Kamchatka. — Bull. Volcanol., Napoli, 1959.

Г.И. Аносов, С.Т. Балеста, В.К. Утнасин

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ

В настоящее время накоплено достаточно большое количество геолого-геофизического материала, позволяющего охарактеризовать главные черты строения земной коры Дальневосточной переходной зоны. В немалой степени этому способствовали профили глубинного сейсмического зондирования, которыми пересечены почти все основные геологические структуры этой зоны и которые, к сожалению, меньше всего охватили именно Камчатку (Косминская, 1968). Постановка глубинных сейсмических исследований явилась необходимым этапом при региональном изучении Камчатки, позволившим приблизиться к расшифровке элементов глубинной тектоники и понимания истории геологического развития региона.

При постановке глубинных сейсмических исследований на Камчатке в первую очередь ставилась задача выяснения типа земной коры. Важным моментом при этом является определение не только ее мощности, но и установление ее блоковой структуры, выделение горизонтальных и вертикальных неоднородностей. Не менее важной явилась и задача детального изучения глубинного строения зон активного вулканизма.

Исследования ГСЗ начались на Камчатке в 1970 г. совместными усилиями САХКНИИ и Института вулканологии. К настоящему времени на полуострове выполнено более 1000 км профилей ГСЗ, пересекающих различные структурные элементы Камчатки (рис. 1). Часть профилей расположена в Центральной части Камчатки и отображает структуры Срединного и Козыревского хребтов, Центральной Камчатской депрессии, Ключевской группы вулканов. Другие расположены в южной и юго-восточной частях полуострова и трассируются через Ганальский выступ метаморфических пород, Начикинскую зону поперечных дислокаций и Авачинскую группу вулканов. Кроме того, в последние годы выполнены профили Паужетский, Налычевский и наземно-морской профиль. В настоящем со-

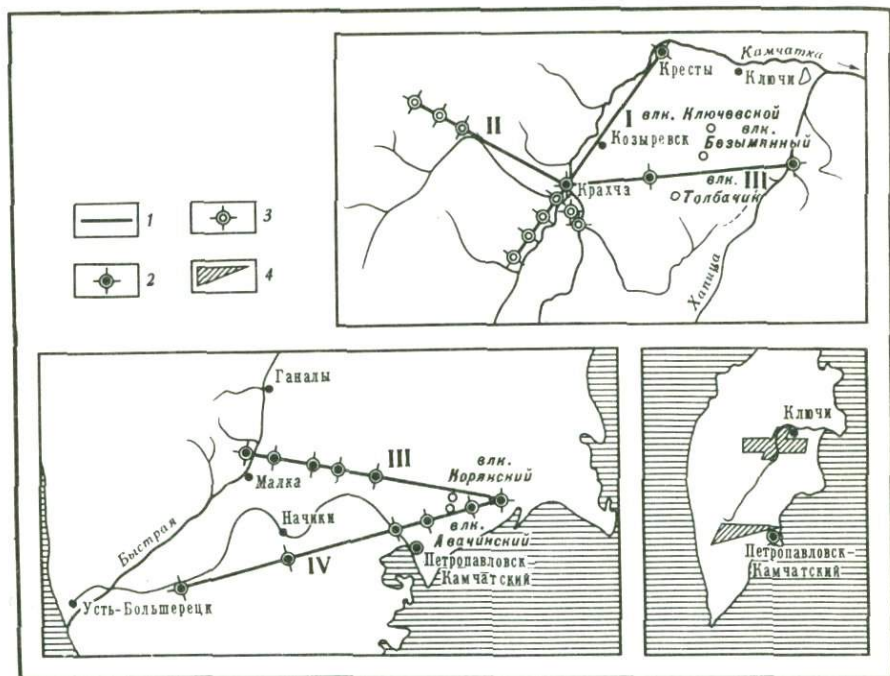


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ на Камчатке

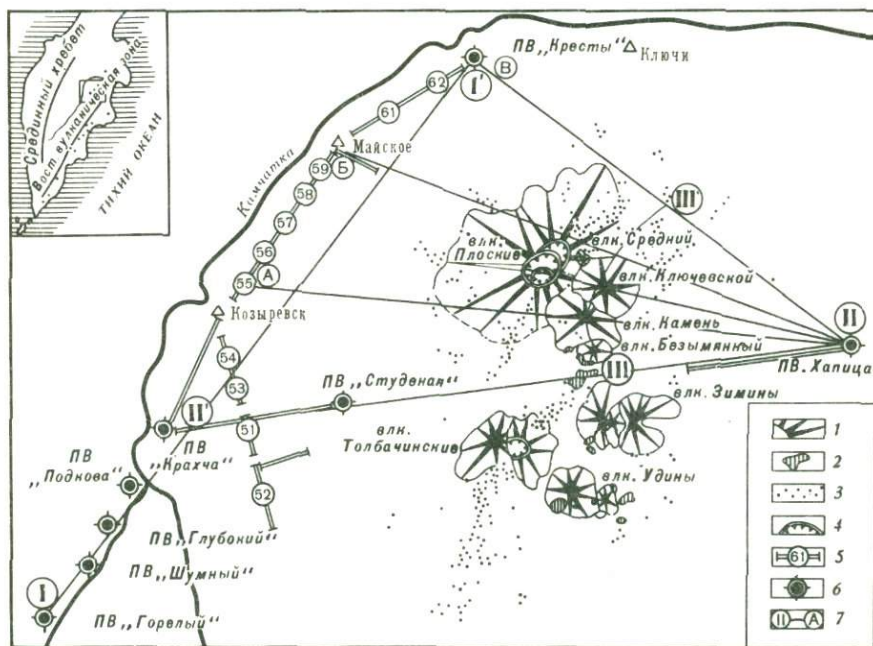
1 — линии наблюдений; 2 — стационарные пункты взрыва, 3 — передвижные пункты взрыва; 4 — районы работ; I—IV — профили ГСЗ

общении мы не рассматриваем общее строение земной коры Камчатки, а остановимся на результатах ГСЗ в районе Ключевской и Авачинской групп вулканов, данные по остальным профилям привлекаются в связи с обсуждением вопросов природы сейсмических границ.

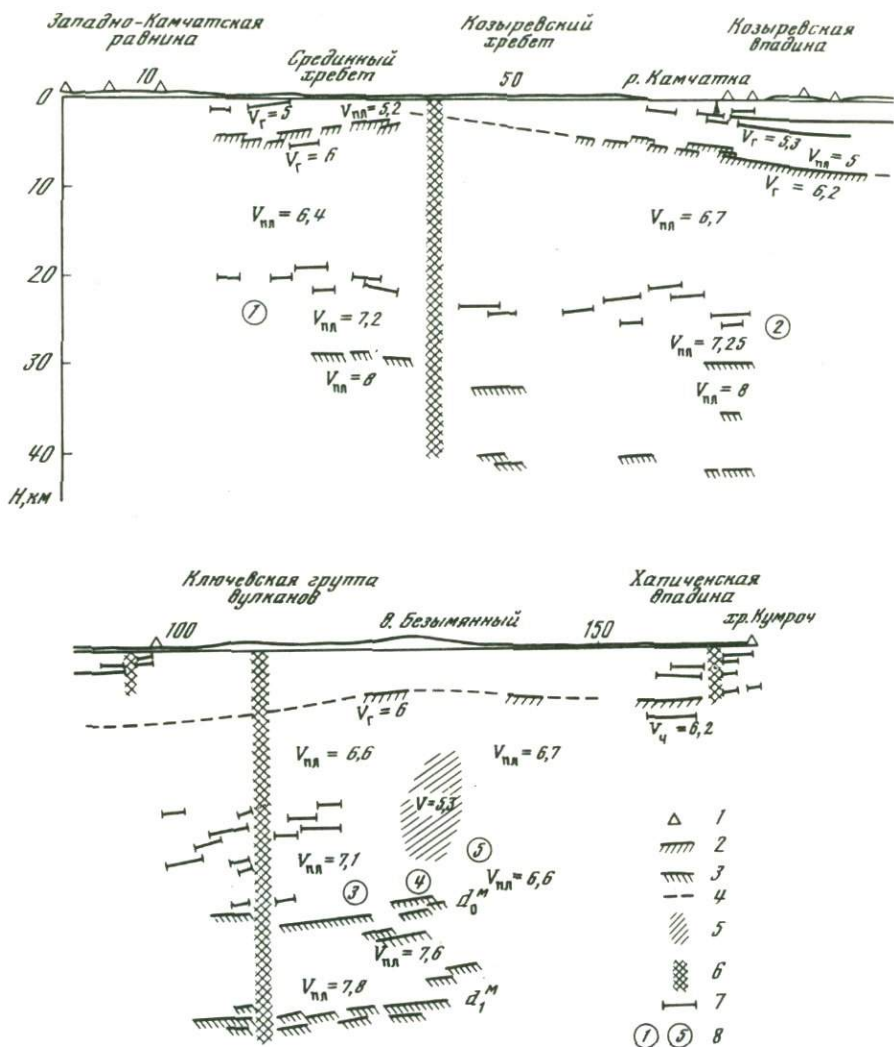
В пределах Ключевской группы вулканов выполнены три профиля ГСЗ общей протяженностью около 300 км (рис. 2). Наиболее плотная система наблюдений реализована на меридиональном профиле, расположенном в Центрально-Камчатской депрессии в 40–50 км западнее действующих вулканов Ключевской группы. Наблюдения на нем проводились с шагом 100 м между двумя пунктами взрыва и зондированиями из четырех пунктов взрыва. Длина непрерывного годографа равнялась 70 км, дискретного — 105 км. Такое удаление регистрирующих станций от пунктов взрыва позволило выделить на сейсмограммах основные группы волн, связанные с границами раздела в осадочно-вулканогенном слое, с поверхностью консолидированной коры и границами внутри нее, а также зарегистрировать в околокритической области преломленную и отраженную волны от раздела Мохоровичича. Другой профиль пересекает Центральную Камчатскую депрессию и расположенную в ней Ключевскую группу вулканов по широтному направлению и западным концом входит в Срединный хребет. Для выявления пространственного положения глубинных

неоднородностей под вулканической группой выполнен также непродольный профиль из одного пункта взрыва, совпадающий с указанным продольным профилем в Центральной Камчатской депрессии. Таким образом, система взаимоувязанных профилей ГСЗ, расположенных как вокруг вулканов, так и пересекающих группу, позволила полностью охарактеризовать глубинное строение этого района.

Наиболее интересные результаты получены на профиле, пересекающем вулканическую группу в районе перевала Безымянный, а также по непродольному профилю по методике "просвечивания" вулканов. Анализ волнового поля, зарегистрированного на профиле, пересекающем вулканическую группу, показывает, что его нельзя объяснить в рамках модели земной коры, установленной на профиле, проходящем вне вулканов (рис. 3). Удовлетворительное совпадение экспериментального и теоретически рассчитанного волновых полей возможно только при условии включения в модель среды неоднородности со средней скоростью 5,3 км/сек при скоростях в окружающей среде 6,6–6,7 км/сек. Расчеты радиуса аномальной зоны по запаздыванию волн дают значения 7–10 км. Лучевые построения, а также решение серии прямых задач дали глубину залегания аномального тела от 10 до 20 км. Таким образом, установлено, что под вулканом Безымянным на глубине от 10 до 20 км расположено аномаль-



Р и с. 2. Схема расположения профилей ГСЗ в районе Ключевской группы вулканов
 1 — вулканы центрального типа; 2 — зоны адвентивного вулканизма; 3 — зоны арельного вулканизма; 4 — кальдеры; 5 — стоянки сейсмических станций; 6 — пункты взрывов (ПВ); 7 — линии разрезов



Р и с. 3. Сейсмический разрез земной коры через Ключевскую группу вулканов 1 — наземные пункты взрыва; 2 — кровля консолидированной коры; 3 — сейсмические границы переходной зоны подошвы земной коры; 4 — подошва осадочных отложений; 5 — разломы; 6 — глубинные разломы; 7 — сейсмические границы; 8 — номера блоков (1–5) земной коры

ное тело с пониженными вязкоупругими параметрами, которое отожествляется нами с периферическим магматическим очагом вулкана.

”Просвечивание” всей вулканической группы по площади проводилось с помощью непродольного профиля, который обрабатывался из одного пункта взрыва, расположенного с противоположной от вулканов стороны. Расстояние ”взрыв-прием” было выбрано с таким расчетом, чтобы за счет

сейсмического сноса получить информацию о строении земной коры непосредственно под вулканами Ключевским, Камнем и Безымянным. На протяжении всего эксперимента тщательно контролировались все параметры как регистрирующей аппаратуры, так и условий взрыва. Таким образом, исключались все возможные причины, которые могли повлиять на характеристики глубинных волн. Это дало возможность интерпретировать наблюдаемые изменения волнового поля в результате влияния исследуемой среды под вулканами. Сравнение динамических и кинематических характеристик сейсмических волн, зарегистрированных на непродольном профиле, с таковыми для волн, зарегистрированных в амагматической зоне при аналогичных условиях приема и возбуждения, показывает, что они значительно отличаются. Особенно ярко указывает на глубинные неоднородности динамика волн. На сейсмограммах видно, что в секторе "просвечивания" до Ключевского вулкана наблюдаются пониженные значения амплитуд и большие времена пробега волн, чем на параметрическом профиле. Далее, в секторе вулкана Ключевского, прослеживание сейсмических волн совершенно прекращается, что свидетельствует о том, что здесь аномальная зона пересекает все границы. Севернее Ключевского вулкана опять начинают проследиваться интенсивные волны, сопоставимые по амплитуде с таковыми на параметрическом профиле, расположенном вне вулканов. Решение прямых двумерных задач для нескольких условных линий, пересекающих Ключевскую группу вулканов в различных направлениях, показало, что аномальная зона с пониженными скоростями, выделяемая под вулканом Безымянным на глубине 10—20 км, с некоторыми изменениями сейсмических параметров продолжается с погружением под вулканами Камень и Ключевской и уходит в верхнюю мантию, где соединяется с еще более интенсивной по затуханию сейсмических волн аномальной зоной непосредственно под Ключевской сопкой. Эта зона обуславливает почти полное экранирование волн, создавая "сейсмическую тень", и интерпретируется нами, как "магмовод", связывающий глубинный магматический источник с дневной поверхностью. В непосредственной близости от этого магматического канала располагаются самые крупные вулканы Ключевской группы (сопки Плоская, Ключевская, Камень), на объем которых приходится около двух третей всех развитых здесь построек и которые в подавляющей своей части сложены основными лавами и туфами, по своему составу отвечающими весьма слабо дифференцированному первичному магматическому расплаву (Утнасин и др., 1974).

Отметим также, что установленная под Ключевской группой вулканов аномальная зона, протягивающаяся от вулкана Безымянного до вулкана Ключевского, по-видимому, может рассматриваться как общая зона глубинного разлома, по которой происходит внедрение питающих магматических масс.

В пределах Авачинско-Корякской группы вулканов и на прилегающей территории выполнено достаточно большое количество профилей ГСЗ, которые характеризуют строение земной коры как непосредственно под вулканической группой, так и соседних блоков земной коры. Здесь кроме наземных исследований выполнены также наземно-морские работы по

профилю, стыкующемуся с ранее выполненным Институтом физики Земли АН СССР морским профилем 7-0-34/1958-1967 гг. (Тулина и др., 1972). Более детальные системы наблюдений на этом профиле позволили охарактеризовать наблюдаемое волновое поле и на единой основе переинтерпретировать все имеющиеся данные сухопутных и морских наблюдений ГСЗ. Крайне интересные результаты представлены на сводном сейсмическом разрезе земной коры (рис. 4, см. вклейку), который включает разрез по профилю ГСЗ через Ганальский выступ метаморфических пород, по профилю через Авачинский вулкан и наземно-морские исследования наши и Института физики Земли АН СССР. При сопоставлении разрезов Ганальского блока и вулканической группы видно, что сейсмические модели их совершенно различны. Резкое разграничение двух различных блоков земной коры происходит по глубинному разлому, трассируемому по данным ГСЗ по долине р. Авачи. Основным отличием Авачинского блока земной коры от Ганальского является присутствие здесь на небольшой глубине (9-10 км) сейсмической границы с $v_T = 7,2$ км/сек и неглубоком залегании раздела Мохоровичича (20-22 км) с $v_T = 7,9$ км/сек. При этом Авачинский блок земной коры по указанному разлому резко поднят по отношению к Ганальскому выступу (на 6 км) и на 10 км относительно прибрежного блока земной коры. Таким образом, совершенно отчетливо устанавливается, что вулканы Авачинско-Корякской группы расположены на стыке разнородных блоков земной коры, один из которых (Ганальский) характеризуется практически "гранитным" составом, второй (Авачинский) преимущественно "базальтовым".

При этом блок земной коры, приуроченный к вулканической группе, характеризуется резким выступом подошвы земной коры, что свидетельствует, по-видимому, о внедрении в земную кору до глубин ~20 км больших масс мантийного материала под вулканами и о существенной переработке земной коры этого района.

Относительно существования магматических очагов в земной коре под Авачинско-Корякской группой вулканов Институтом вулканологии получены данные ГСЗ только в 1974 г., когда были проведены работы по Налычевскому профилю по методике "просвечивания" вулканов, аналогично методике на Ключевской группе вулканов. Предварительные данные показывают, что под вулканом Корякским обнаружена вертикальная аномальная зона (с поперечником 1,5-2,0 км), которая экранирует сейсмические волны. Под Авачинским вулканом, кроме выделенного ранее близповерхностного магматического очага (Балеста, 1969), никаких аномальных зон в пределах земной коры не наблюдается.

В целом, по данным ГСЗ на п-ове Камчатке, можно выделить четыре типа земной коры, которые различаются как по мощности, так и по строению. К первому типу мы относим земную кору Ганальского выступа метаморфических пород, которая характеризуется низкими "гранитными" скоростями сейсмических волн и однородностью состава. Вплоть до раздела Мохоровичича, залегающего на глубине 26-28 км, пластовые скорости не превышают значений 5,8-6,0 км/сек до глубины 20-22 км, где они скачком возрастают до 6,6-6,8 км/сек. Этот 6-8-километровый слой в низах коры по величине скорости может быть отнесен к "базальтовому"

слою. Особенностью поверхности Мохоровичича здесь является наличие докритических отражений от нее вблизи пунктов взрыва, что характерно для регионов с мощной консолидированной корой (Урал, Казахстан, Украинский кристаллический массив, Приморье) (Глубинные сейсмические зондирования..., 1971). Кора такого же типа выявлена и для южного замыкания Срединного хребта. В пределах Начикинской зоны строение земной коры не претерпевает изменений и отличается только морфологией глубинных границ и незначительным увеличением пластовых скоростей.

Земная кора второго типа выделена нами для района Козыревского хребта. Для нее характерно наличие мощного (до 16 км) "гранитного" слоя с пластовыми скоростями 6,4 км/сек и 8–10 км мощности "базальтового" слоя с пластовой скоростью 7,0–7,2 км/сек. Раздел Мохоровичича залегает на глубине 30 км. Докритические отражения от этой границы следятся только с расстояний 40–50 км от пункта взрыва. В низах "гранитного" слоя отмечен слой с высоким градиентом скорости, который указывает на метаморфическую природу раздела Коирада.

Третий тип земной коры мы выделяем в пределах Центральной Камчатской депрессии и Ключевской группы вулканов. В отличие от земной коры второго типа здесь отмечается увеличение мощности "базальтового" слоя (до 10–12 км) вследствие уменьшения мощности "гранитного". Пластовые скорости увеличены до 6,6 и 7,25 км/сек соответственно. В пределах "базальтового" слоя отмечается отрицательный градиент скорости (с 7,5 до 7,0 км/сек). Раздел Мохоровичича не представлен в виде единой границы, существует мощная переходная зона (8–10 км) от коры к мантии со сложным распределением скоростей внутри зоны. Примечательно, что непосредственно под Ключевской группой этот слой наиболее мощный по сравнению с Центральной Камчатской депрессией. Характерно также, что в Центральной Камчатской депрессии более четко регистрируются волны от кровли этого слоя, в то время как под Ключевской группой вулканов динамически более выражены волны, связанные с подошвой слоя и границами мантии.

Четвертый тип земной коры Камчатки, по данным ГСЗ, отмечен для района Авачинско-Корякской группы вулканов. Для коры этого типа характерна мощная толща "базальтового" слоя с пластовыми скоростями 6,0–7,2 км/сек, залегающего на сравнительно небольшой глубине (9–11 км). Мощность "гранитного" слоя резко уменьшена и составляет не более 6 км с пластовой скоростью 6,0–6,2 км/сек. Низы коры, так же как и для земной коры Ключевского района, представлены мощной сложно-построенной зоной перехода от коры к мантии, состоящей из слоев с повышенными (до 7,8 км/сек) и пониженными (7,5 км/сек) скоростями.

Таким образом, рассмотрение типов земной коры Камчатки не дает оснований говорить об общем утонении земной коры по направлению к океану. Наблюдаются широкие и закономерные колебания мощности и состава коры в пределах различных типов структур.

Приведенные данные по глубинному строению Камчатки, как нам представляется, отчетливо свидетельствуют о наложенности кайнозойских вулканических поясов на фундамент континентальной коры и об активных процессах переработки низов коры в этих зонах в настоящее время.

- Балеста С.Т.* Глубинное строение вулканических аппаратов по сейсмическим данным. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969.
- Глубинные сейсмические зондирования Сахалино-Хоккайдо-Приморского района. М., "Наука", 1971.
- Косминская И.П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., "Наука", 1968.
- Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И., Балеста С.Т., Будянский Ю.А., Мархинин Е.К., Федорченко В.И.* Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — "Сов. геология", 1974, № 2.
- Тулина Ю.В., Зверев С.М., Красильщикова А.М.* Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки. — В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972.

А.И. Фарберов, А.И. Левыкин, В.А. Ермаков, С.Т. Балеста

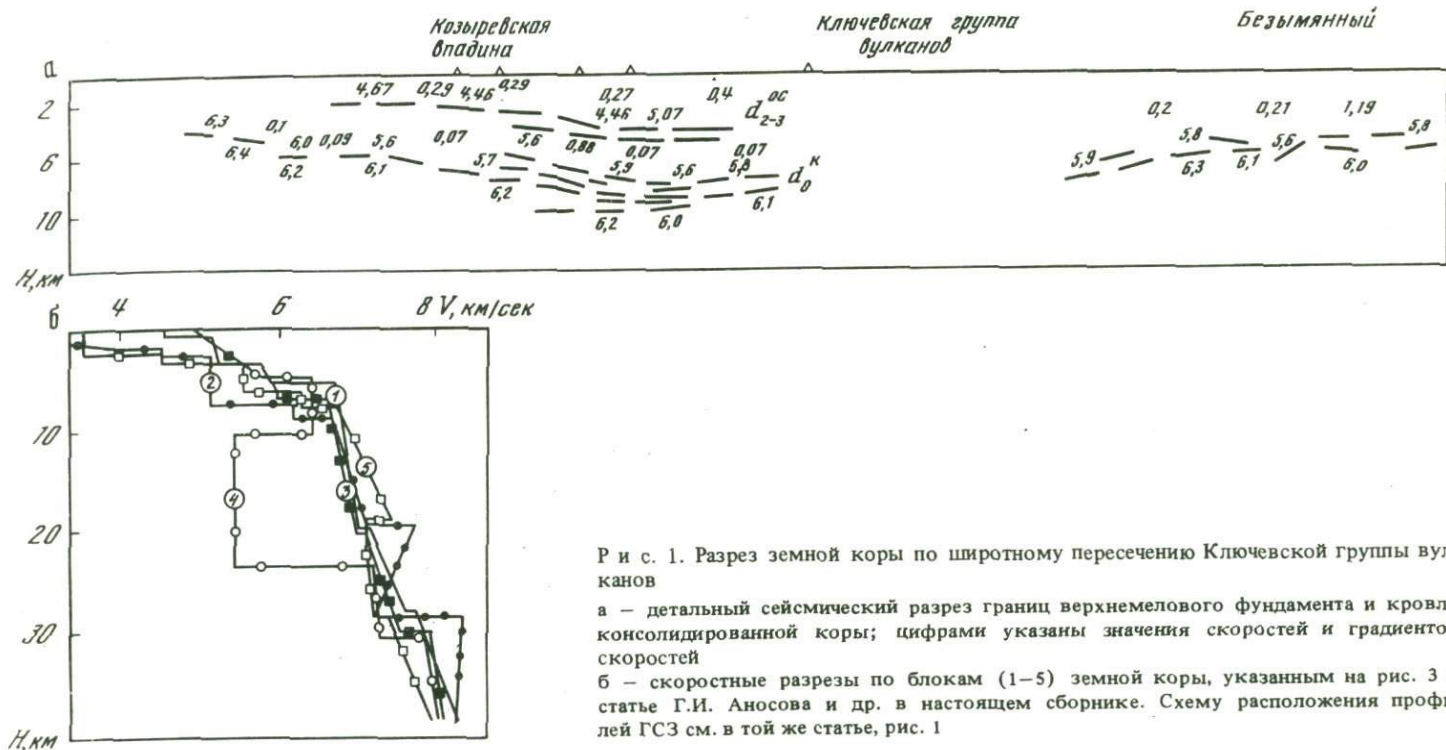
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,

Институт физики Земли АН СССР

СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

В настоящее время данные детальных исследований глубинной структуры коры методами ГСЗ и сейсмологии имеются лишь для немногих вулканов (Furumoto et al., 1965; Matumoto, 1971; и др.). Недостатком этих исследований является все еще слабая корреляция результатов геофизических измерений с геологическими данными изучаемого вулканического района. Возможность осуществить подобную корреляцию появилась в связи с проведением ГСЗ в районе Ключевской группы вулканов (Утнасин и др., 1974; Балеста и др., 1974), где были выполнены детальные геологические исследования и изучение включений в вулканитах (Ермаков, 1969а, 1969б, 1970; и др.).

Наиболее важные для настоящего сообщения особенности разреза ГСЗ в Ключевской группе вулканов (см. статью Г.И.Аносова и др. в наст. сборнике, рис. 3) заключаются в следующем. Земная кора под вулканической группой имеет неодинаковое строение. В области глубинного разлома, ниже поверхности консолидированного фундамента, она двухслойная, кроме того, здесь выделяется зона пониженных скоростей — 7,6–7,8 км/сек — в верхней мантии. Граница Конрада хотя и расплывчата, однако достаточно определена. К востоку от глубинного разлома, в районе западного фланга Халиченской впадины — под вулканом Безымянным и экструзиями Плотины — земная кора ниже границы консолидированного фундамента имеет однослойное строение. Причем отмечается понижение пластовых скоростей с 6,7 км/сек на уровнях "гранитного" слоя до 6,6 км/сек на уровнях "базальтового" слоя. На глубинах 10–25 км здесь фиксируется аномальное тело со средней скоростью 5,3 км/сек, отождествляемое с магматическим очагом.



В ранее опубликованной работе (Утасин и др., 1974) в связи с интерпретацией профилей ГСЗ было высказано предположение о том, что "гранитный" слой под Ключевской группой вулканов сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, а "базальтовый" — амфиболитами; граница М отождествляется с переходом от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма.

Обсуждение результатов ГСЗ в настоящей работе основано на сопоставлении с сейсмическими данными экспериментально полученных при высоких давлениях значений скоростей сейсмических волн в образцах пород, характеризующих те или иные части фундамента или глубокие части земной коры. В районах обрамления Ключевской группы вулканов для этой цели были отобраны различные вулканогенно-осадочные и кремнистые породы геосинклинали мел-палеогенового возраста: порфириты, т.е. зеленокаменно измененные породы андезитовой формации геосинклинали преимущественно палеогенового возраста и базиты, а также меймечиты верхнемелового возраста. Гранитоиды в районе Ключевской группы вулканов не встречены, поэтому были использованы образцы этих пород из Срединного массива метаморфид (коллекция О.Н. Волынца). Возраст последних различные авторы датируют по-разному, от верхнего мела до докембрия.

Для характеристики пород, слагающих земную кору ниже геосинклинального разреза и консолидированного фундамента, были использованы образцы включений в вулканических породах Ключевской группы вулканов. При этом мы исходим из предположения, что, по крайней мере частично, эти включения характеризуют земную кору на тех уровнях, которые магма проходит во время извержения (на поверхность), т.е. на значительных глубинах, недоступных непосредственному наблюдению. Распределение включений имеет неслучайный характер (табл.1).

Наблюдается поформационное распределение включений в вулканических породах: вулканы базальт-андезито-базальтовой формации (I) несут преимущественно включения ультраосновных пород и габброидов, включая габбро-нориты и габбро-анортозиты; вулканы базальт-андезито-дацитово-гранитной формации (II) специализированы на амфиболиты и амфиболовые габбро. Соответствующие различия, по-видимому, имеют составы оболочек земной коры и верхней мантии в области глубинного разлома, с которыми связана I формация, и в обрамлении Хапченской впадины, с которой связаны породы формации II. Таким образом, среди включений были отобраны еще три группы для экспериментального изучения скоростей сейсмических волн: амфиболиты, габброиды и гипербазиты. Нами были использованы также экспериментальные данные по образцам гипербазитов включений вулкана Авача, изученных ранее (Левыкин, Фарберов, 1971б).

Скорости продольных волн — v_p при $P=0-15-20$ кбар определялись в Лаборатории физических свойств горных пород Института физики Земли АН СССР по стандартной методике (Волярович и др., 1974). Фактический материал экспериментальных исследований показан на рис. 2 и 3. Всего было изучено около 80 образцов горных пород. На рис. 3 при-

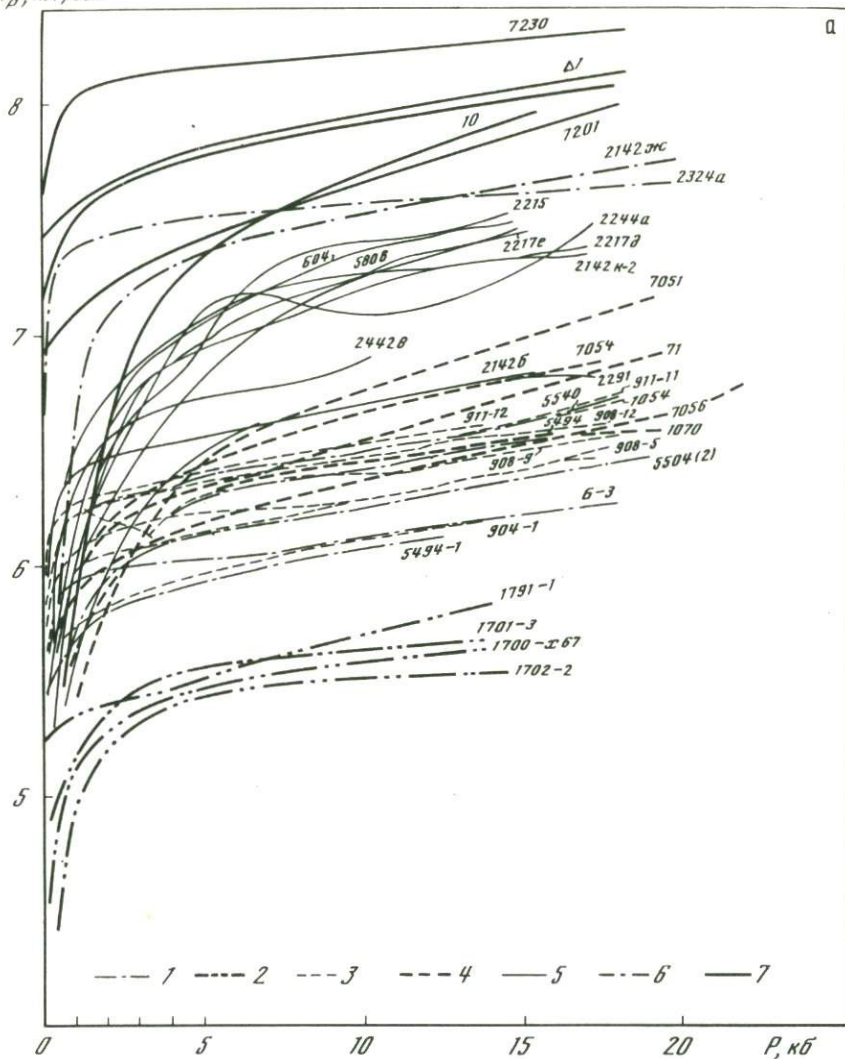
Встречаемость полнокристаллических включений в породах Ключевских вулканов

Породы включений	Вмещающие породы					
	Формация I			Формация II		
	Базальты	Тефрито-базальты	Андезитодацииты	Амфиболовые андезиты	Андезитобазальты	Базальты
Амфиболизированные базальты	+	+		++		
Анортозиты						
Габбро-анортозиты	+	+++	+		++	+
Лейкогаббро	++	+++	+		+	+
Пироксеновые габбро, габбронориты	+++	++	+		++	+
Полвошпатовые амфиболиты			+	+++	+	
Амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы				++	+	
Пироксениты, перидотиты, дуниты	+++	+		+	+	+

П р и м е ч а н и е. Приведена оценка встречаемости около 500 образцов включений: + – встречается редко; ++ – встречается часто; +++ – наиболее распространенный тип включений в породах формации.

ведены обобщенные данные зависимостей $v_p = f(P)$ для различных групп пород. Поля графиков для основных разновидностей испытанных образцов расположены в следующей последовательности (по мере возрастания v_p при одинаковых давлениях): 1 – вулканогенно-осадочные породы, 2 – граниты и гранито-гнейсы, 3 – порфириды, 4 – в различной степени серпентинизированные меймечиты, 5 – полевошпатовые амфиболиты и амфиболизированные базальты, 6 – габброиды, 7 – ультраосновные породы. Поля пород 2–4 групп заметно перекрываются. При этом гранитоиды и порфириды почти идентичны по уровню и характеру поведения кривых $v_p = f(P)$.

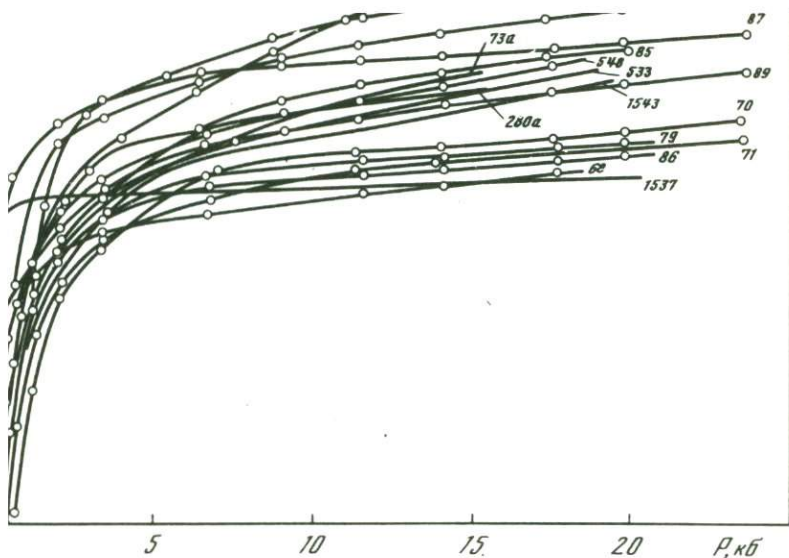
Группа амфиболитов в целом занимает промежуточное положение между ультраосновными и остальными породами. В пределах этой группы не наблюдается различий в поведении кривых, связанных лишь с изменением состава пород. Так, почти идентичные кривые $v_p = f(P)$ в области $P \geq 5$ кбар для образцов, содержащих от 24 до 70% амфибола. Наблюдаются, однако, некоторые связи между увеличением v_p и уменьшением зернистости образцов, т.е. в породах, имеющих гнейсовую структуру кристаллических сланцев, v_p выше. Скорости v_p также заметно больше в мономинеральных породах, чем в породах дву- или полиминеральных. Узкое поле для пироксеновых габбро, содержащих ~ 10–15% амфибола, связано с малым количеством образцов. Полученные значения v_p при $p > 5$ кбар близки к верхнему пределу значений, получен-

$V_p, \text{ км/сек}$ 

ных другими авторами для пироксеновых габброидов (Бэрч, 1964а; Волярович и др., 1974).

На график (рис. 3) нанесены скорости $v_{\text{пл}}$ для двух участков разреза ГСЗ, соответствующих зонам глубинного разлома и западного обрамления Хапиченской впадины (см. статью Г.И. Аносова и др. в наст. сборнике, рис. 3). Сопоставление тех и других данных дает представление о вероятном составе оболочек земной коры.

Полученные результаты были нами обчислены с поправками на температуру в недрах Земли с учетом известных геотермических градиентов (Рингвуд, 1964; Любимова, 1967; Смирнов, 1968; Смит, 1968). При



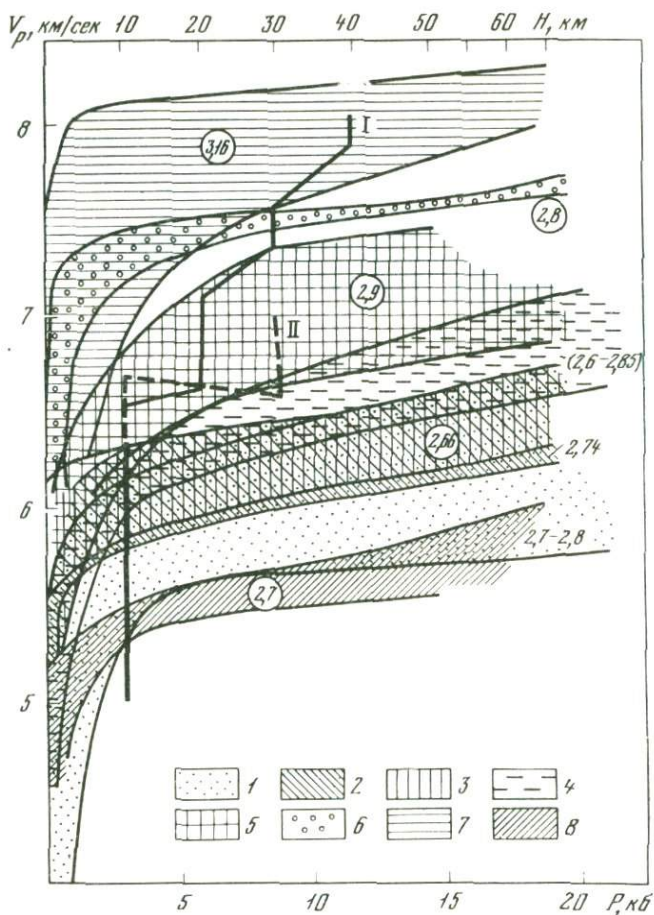
2. Зависимость скорости продольных волн от давления в образцах горных Камчатки

— гранитоиды; 2 — вулканогенно-осадочные породы; 3 — порфириды; 4 — читы; 5 — полевошпатовые амфиболиты и ороговикованные амфиболизиты базальты; 6 — габброиды; 7 — ультраосновные породы
 четвертичные лавы (андезиты, андезито-базальты, базальты); цифры против x соответствуют номерам исследованных образцов

чете использовались поправочные коэффициенты для S-волн и сдвиги о небольшом различии поправочных коэффициентов для S-волн (Бэрч, 1964б), что экспериментально подтверждено опытами окислов (MgO , Al_2O_3) и форстерита (Soga et al., 1966). Результаты расчетов приведены в табл. 2.

поставление данных табл. 2 и ГСЗ позволяет сделать ряд заключе-

Скорости, близкие к значениям 5,6–6,3 км/сек, которые характерны для сложенной области перехода от мелового к консолидированному фундаменту, получены для меймечитов спилит-диабазовой ации, порфиридов, а также включений ороговикованных, амфиболизированных пироксеновых базальтов. (Высокие значения $v_p = 6,6$ – $6,3$ км/сек для $H=10$ км связаны с амфиболизацией пород.) Репером кения в разрезе базальтов является их залегание в непосредственном контакте с кремнистыми породами, т.е. в парагенезисе, типичном пород спилит-диабазовой формации. Порфириды занимает еще высокое стратиграфическое положение. Глубина залегания расселенных пород — не более 5–10 км, т.е. выше кровли консолидиро-



Р и с. 3. Области значений скорости продольных волн в функции давления

1 – четвертичные андезиты, андезито-базальты и базальты; 2 – гранитоиды; 3 – порфириды; 4 – меймечиты; 5 – полевошпатовые амфиболиты; 6 – габброиды; 7 – ультраосновные породы; 8 – вулканогенно-осадочные породы. В кружках показана плотность пород. I–II – распределение скоростей с глубиной по данным ГСЗ соответственно в области глубинного разлома и под западным флангом Хапиченской впадины

ванного фундамента. Поэтому полученное совпадение скоростей в изученных породах и вблизи кровли консолидированного фундамента достаточно формально. Высокие значения v_p в указанных породах не позволяют "заполнить" ими разрез слоя в районе впадин, где $v_{пл} = 0,5$ км/сек, а v_T в кровле – 5,3–5,4 км/сек. Соответствующие скорости наблюдаются лишь в вулканогенно-осадочных породах палеогенового возраста (аргиллитах, туфопесчаниках, туфоагломератах и т.д.), которые близки по литологическому составу и, по-видимому, по физическим

свойствам к вулканогенно-осадочным образованиям верхнемелового возраста. Можно предположить, что породы спилит-диабазовой формации залегают лишь непосредственно в фундаменте вулканов, а западнее и восточнее — в разрезах Козыревской и Хапиченской впадин (Ермаков, 1969б) они замещаются менее плотными (вулканогенно-осадочными, осадочными) образованиями, которые дают соответствующие скорости.

2. Скорости в гранитоидах значительно ниже тех значений $v_p = 6,6-6,7$ км/сек, которые наблюдаются в консолидированном фундаменте. Гранитоиды можно отнести лишь к части консолидированного фундамента, с которой отождествляется сейсмическая граница с $v_p = 6,0-6,2$ км/сек. Однако их присутствие здесь представляется маловероятным, так как пород такого состава в районах обрамления Ключевской группы вулканов, а также среди включений не встречено. Кислые породы, тождественные по составу гранитам, отсутствуют также среди вулканитов.

3. Наблюдаемые скорости в слое с $v_p = 6,6-6,7$ км/сек близки к средним значениям пластовых скоростей, наблюдаемых, как правило, не в "гранитном", а в "базальтовом" слое (Беляевский и др., 1971). Соответствующие значения v_p получены при лабораторных исследованиях для образцов амфиболовых габбро и полевошпатовых амфиболитов. В этой группе пород для давлений, отвечающих глубинам 10–30 км, вариации средних значений v_p в зависимости от выбранной при расчете $T^{\circ}C$ составляют 6,5–6,9 км/сек (табл. 3). Приведенные данные по скоростям позволяют отождествить рассматриваемый слой на всем участке профиля ГСЗ с породами амфиболитовой формации регионального метаморфизма.

4. Скорости $v_p = 7,1-7,25$ км/сек, фиксируемые в интервале глубин 20–30 км, соответствуют значениям v_p , полученным для пироксеновых габбро, а также ранее (Левыкин, Фарберов, 1971а) для меланократовых преимущественно мономинеральных амфиболитов. Близкие значения скоростей (7,2–7,5 км/сек при $P = 7-8$ кбар) отмечены для габбро-норитов (Галдин, 1971). Поскольку включений амфиболитов среди пород, ассоциирующих с глубинным разломом, не встречено и, наоборот, пироксеновые габбро и габбро-нориты являются обычными для них породами, можно думать, что породы такого типа характеризуют состав "базальтового" слоя в зоне глубинного разлома. Этот вывод согласуется с представлениями исследователей (Белоусов, 1966; Беляевский и др., 1971), отождествляющих поверхность Конрада с границей различных фаций метаморфических пород. Пироксеновые габбро можно рассматривать как аналоги соответствующих основных безгранатовых гранулитов (Рингвуд, Грин, 1968). По данным последних авторов, переход пироксенового гранулита в гранатовый гранулит для пород, имеющих нормативный состав кварцевого толеита (наш случай), относится к давлению около 14 кбар, т.е. пироксеновые гранулиты устой-

Таблица 2

 v_p (км/сек) в изученных породах с учетом температурных поправок*

Глубина, км; диапазон пред- полагаемых температур, °С (в скобках)	Порода			
	Лавы	Порфириды	Туфы, аргил- литы	Меймечиты
5 (50–250)	4,7–5,9	5,7–6,2	5,0–5,3	5,5–6,1
10 (100–400)	5,3–6,1	5,8–6,3	5,2–5,4	5,9–6,2
20 (200–700)	5,5–6,4**	–	–	–
30 (400–850)	–	–	–	–
40 (500–950)	–	–	–	–

Таблица 2 (окончание)

Глубина, км; диапазон пред- полагаемых температур, °С (в скобках)	Порода				
	Амфиболи- зированные базальты	Граниты, гра- нитог- нейсы***	Полевошпа- товые ам- фиболиты	Пироксеновое габбро	Гипербазиты
5 (50–250)	6,1–6,3	5,7–6,2	–	–	–
10 (100–400)	6,6–6,8	5,8–6,3	6,2–7,1	–	7,0–7,4
20 (200–700)	–	5,8–6,4	6,3–7,3	7,1–7,4	7,1–7,9
30 (400–850)	–	–	6,4–7,3	7,1–7,4	7,2–8,0
40 (500–950)	–	–	–	–	7,2–8,2

* Два значения соответствуют v_p и в самом "высокоскоростном" образце при наименьшей температуре и в самом "низкоскоростном" образце при наивысшей температуре.

** Данные для глубины 25 км.

*** Во включениях не встречены.

чивы вплоть до подошвы земной коры. Температурные условия существования гранулитовой фации метаморфизма в области средних давлений – 750–1000⁰, при этом предполагается, что $P_{H_2O} = 0,2–0,3P_{общ}$, т.е. система в целом сравнительно сухая (Добрецов и др., 1970). В составе базальтового слоя в описываемом случае мало вероятно участие не встреченных среди включений эклогитов или основных гранулитов с гранатом, характеризующихся высокими скоростями сейсмических волн – до 7,9–8,2 км/сек при $P=10$ кбар.

5. Скорости в гипербазитах для температур, предполагаемых на глубинах 30–40 км, соответствуют значениям $v_p = 8,0–8,2$ км/сек, наблюдаемым по данным ГСЗ в области перехода от коры к мантии и в верхах мантии.

Остановимся коротко на возможной роли амфиболитизации в преобразовании земной коры и изменении ее физических свойств. Как уже говорилось, под западным участком Хапиченской впадины скорости 6,6–6,7 км/сек, характерные для пород амфиболитовой фации метамор-

физма, наблюдаются практически по всему разрезу земной коры. Граница Конрада здесь утрачена. "Базальтовый" слой с $v_p = 7,1-7,3$ км/сек отсутствует. Подобное преобразование коры может быть связано с амфиболитизацией габброидов, так как анализ реликтовых минеральных фаз в ксенолитах амфиболитов показывает, что первоначально они имели состав типа лейкократовых габбро или габбро-норитов. Мы, предполагаем, что наблюдаемые изменения в скоростном разрезе земной коры под западным участком Хапиченской впадины связаны с образованием амфиболитов по габброидам или пироксен-плагноклазовым гранулитам в условиях прогрессивного метаморфизма, когда температура в недрах увеличивается, но в породы при этом поступает вода. Возможность подобного процесса показана Г.С. Йодером и К.Э. Тилли (1965). Согласно существующим представлениям о фациях регионального метаморфизма необходимо допустить, что предполагаемый нами процесс обводнения низов коры приводит к повышению парциального давления воды в породах с $0,2-0,3 P_{\text{общ}}$, характерного для гранулитовой фации метаморфизма, до $P_{H_2O} \leq P_{\text{общ}}$. В этих условиях поле устойчивости амфибола частично перекрывается областью существования базальтового расплава (при P до 7–8 кбар и T от 700–800 до 1000°C) (Добрецов и др., 1970).

Предполагаемое преобразование "базальтового" слоя при высоких температурах, возможно, сопровождается частичной аморфизацией вещества под вулканами, так как в ксенолитах амфиболитизированных габброидов встречается стекловатая фаза. Для стекловатых пород рост v_p с давлением крайне незначителен (Левыкин, Фарберов, 1971а), что может, в частности, приводить к отсутствию или очень слабому росту v_p с глубиной при соответствующем распределении температур. Подобная особенность в скоростном разрезе наблюдается под западным флангом Хапиченской впадины на уровнях "базальтового" слоя. В этой связи обращает на себя внимание незначительный рост скорости в интервале давлений 4,5–7 кбар ($dv_p/dP = 0,024$ км/сек/кбар) для амфиболитизированного габбро (обр. № 2142в), содержащего включения стекла. Для средних температур, предполагаемых в соответствующем интервале глубин ($H = 12-25$ км), градиент-скорости в нем близок к 0, а для максимальных слабо – отрицателен $dv_p/dH = -0,0053$ км/сек/км.

Таблица 3

v_p км/сек в амфиболитах при различных PT -условиях
(по 9 образцам)

Глубина, км	$T, ^\circ\text{C}$					
	100	400	200	700	400	850
10	6,60	6,45	—	—	—	—
20	—	—	6,85	6,65	—	—
30	—	—	—	—	6,90	6,70

Химический состав пород включений 1–4, близких по упругим свойствам к предполагаемым породам земной коры

Предполагаемая глубина залегания, км	Компоненты					
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1 (4–10)	49,3	0,53	13,3	4,87	6,7	0,1
2 (10–30)	46,9	0,99	15,8	6,8	5,8	0,19
3 (20–30)	46,7	0,87	18,2	3,53	7,2	0,15
4 (> 30)	43,1	0,5	2,1	6,1	7,8	0,28

Таблица 4 (окончание)

Предполагаемая глубина залегания, км	Компоненты				
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
1 (4–10)	9,60	11,3	2,7	0,82	0,47
2 (10–30)	9,9	11,0	2,15	0,45	0,40
3 (20–30)	8,8	11,6	2,12	0,56	0,2
4 (> 30)	34,9	5,46	0,39	0,17	0,13

Примечание. 1 – амфиболизированные базальты (по 4 усредненным анализам); 2 – амфиболиты (12 анализов); 3 – лейкогаббро, габбро-нориты (7); 4 – перидотиты (5).

Химический состав пород включений, близких по упругим свойствам к породам, которыми, по нашему мнению, сложена земная кора и верхи мантии, приведен в табл. 4. Наблюдаемые различия связаны лишь с переходом от перидотитов к более кислым породам. Различия между габброидами и амфиболитами включений выражаются практически лишь в содержании общей воды. Это указывает на важную роль изменений фазового состава в формировании раздела Конрада в земной коре. В то же время граница М имеет, по-видимому, химическую природу.

Рассмотрим вопрос о природе слоя с $v_p = 7,6–7,8$ км/сек, переходного между корой и мантией, наиболее мощного под областью глубинного разлома (примерно 10 км) и выклинивающегося к востоку в направлении Хапиченской впадины. По своим скоростным характеристикам с учетом температурных поправок из исследованных нами пород ему могут соответствовать бесполовошпатовые пироксенсодержащие амфиболиты, мономинеральные пироксениты, а также перидотиты с водосодержащими минералами (амфиболом или серпентином). Наиболее вероятен гипербазитовый состав слоя, если учесть данные петрохимических исследований и распределение включений в вулканитах, а также поля устойчивости водосодержащих минералов. Низкие скорости – 7,3–7,5 км/сек обнаружены под Ключевской группой вулканов на глубинах ~ 30–50 км и по данным сейсмологии (Славина, Федотов, 1974). К этим же и несколько большим глубинам по сейсмологическим данным

относятся области расположения мантийных магматических очагов, питающих вулканы группы (Горшков, 1956; Фирстов, Широков, 1971). Снижение v_p в гипербазитах может быть обусловлено различными дефектами, например определенной долей базальтового вещества (Федотов, Славина, 1968) или газовой-жидких микровключений (Левыкин, Фарберов, 1971б).

Оценим концентрацию дефектов в предположении, что скорость в среде, вмещающей включения до их образования, составляла 8,0 км/сек, так же как и под соседними вулканическими участками профиля ГСЗ (см. рис. 1). Расчеты для глубины 30 км и температуры 800°C по формулам З. Хашина (Рейнер, 1969) для случая дисперсии сферических частиц базальта в ультраосновном веществе показывают, что снижение v_p с 8,0 до 7,6 км/сек может быть обусловлено наличием 10% включений. При расчетах было принято: для базальта $v_p = 6,25$ км/сек, $\rho = 2,75$ г/см³, $\sigma = 0,3$ (по данным Murase, McBirney, 1973); для вмещающей среды $v_p = 8,0$ км/сек, $\rho = 3,24$ г/см³; $K = 1,17$ Мбар. Отметим, что для глубины 50 км и $T = 1350^\circ\text{C}$, по оценке Ф.Бэрча (1972), $v_p = 7,3-7,6$ км/сек в среде из оливина с включениями 5-10% базальта. Приведенные оценки, несмотря на идеализированные модели среды, указывают на возможность объяснения рассматриваемых скоростных аномалий рассеянными частицами расплава в верхах мантии. Ниже подошвы коры формируется "низкоскоростной" корень из разуплотняющейся таким образом мантии.

Одной из интересных особенностей, выявленных при ГСЗ, является наличие неоднородности с $v_p = 4,5-5,3$ км/сек в интервале глубин 10-25 км под районом, где развиты вулканы среднего состава: экструзии Плотины и вулкан Безымянный. Если температура внутри этого объема не отличается от температуры вмещающей среды, то большинство из исследованных нами пород не могут быть помещены внутрь аномального тела по своим скоростным характеристикам (см. табл. 2).

Это относится как к основным, так и к средним эффузивам — андезитобазальтам и андезитам, v_p в которых при $T = 450^\circ\text{C}$ ($H = 10$ км) составляет 5,5 км/сек, а при $T = 770^\circ\text{C}$ ($H = 25$ км) в самых "низкоскоростных" образцах этих пород $v_p = 5,50$ км/сек. По-видимому, наблюдаемая аномалия связана не только с изменением состава, но и фазового состояния вещества. Расчеты показывают, что для уменьшения v_p в эффузивах среднего состава до величины 5,3 км/сек на глубине 25 км необходима температура не менее 1100 или 1200°C (при использовании поправочных коэффициентов соответственно для габбро и гранита (Бэрч, 1964а) с учетом возрастания поправок при $T > 700^\circ\text{C}$ (Soga et al., 1966)). Если внутри неоднородности поместить базальты, v_p в которых достигает 6,2-6,5 км/сек при $H = 10-25$ км, то получаются нереально высокие температуры — до 2000°C и более. Эти ориентировочные оценки показывают необходимость учета эффекта разжижения вещества, характери-

зуемого резким падением v_p — до 2,3–2,7 км/сек в гомогенных расплавах эффузивов при атмосферном давлении (Murase, Suzuki, 1966; Murase, McBirney, 1973). Расчет величины падения v_p под давлением приводит к значению $\sim 40\%$ для рассматриваемых глубин (Фарберов, 1974). Если использовать эту оценку, то в изученных нами эффузивах от оливиновых базальтов до андезитов при их расплавлении под давлением скорости продольных волн составят 3,25–3,75 км/сек на глубине 10 км и 3,45–3,90 км/сек на глубине 25 км.

Расчет v_p для ряда моделей двухфазных сред (Жарков, 1962) показывает, что при таких значениях v_p в расплаве неоднородность можно аппроксимировать как расплавом базальта ($v_p = 3,9$ – $4,0$ км/сек) с 40–60% мафических кристаллов ($v_p = 6,2$ – $7,5$ км/сек), так и андезита ($v_p = 3,25$ – $3,5$ км/сек) с количеством твердой фазы ($v_p = 5,4$ – $5,8$ км/сек), достигающим 70–95%. Степень кристалличности в обоих случаях значительно выше наблюдаемой в вулканитах. Вторая модель может быть приемлема, если вещество с $v_p = 5,4$ – $5,8$ км/сек аморфно, т.е. реагирует на прохождение упругих волн как твердое тело, обладая в то же время текучестью под воздействием длительных нагрузок. Отметим в связи с этим, что $v_p = 5,3$ – $5,5$ км/сек зафиксирована в стеклообразных андезитах и базальте при $T \sim 750$ – 900°C (при $P = 1$ кг/см²) (Murase, McBirney, 1973), а рост v_p с давлением в стеклообразных андезитах крайне незначителен $-dv_p/dp = 0,05$ – $0,011$ км/сек/кбар (Левыкин, Фарберов, 1971а).

Что касается первой физико-петрологической модели, согласующейся с сейсмическими данными, то она может соответствовать базальтовой жидкости с высокой концентрацией кристаллов, лишь часть из которых уходит с расплавом (фенокристаллы). С геологических позиций наиболее реальна модель андезито-базальтового расплава, если основываться на преобладании продуктов такого состава в разрезах базальт-андезито-дацитово-формации (Ермаков, 1970). Для более обоснованных суждений о составе и состоянии вещества внутри неоднородности необходимо уточнение полученных оценок по мере накопления экспериментальных данных об упругости кристаллов, природных стекол и пород в интервале плавления под давлением.

Изложенные материалы приводят к выводу о влиянии вулканизма на преобразование земной коры. Изменение состава и состояния вещества земной коры достаточно локально; оно происходит в сравнительно узкой зоне под вулканами шириной в несколько десятков километров. Процесс преобразования идет снизу, захватывая область на границе коры и мантии, "базальтовый" и частично "гранитный" слои.

При этом можно наметить связь между составом вулканических продуктов или вулканическими формациями и характером предполагаемых процессов переработки коры. Так, под западной частью вулканической группы, в области глубинного разлома, где развиты базальтовые образования, но отсутствует современная вулканическая активность, отме-

чается наибольшая по мощности зона разуплотнения ниже границы М. Ее существование может быть связано с частичным плавлением, внедрением магмы или другими процессами, приводящими к образованию капель базальтового расплава, длительное время сохраняющихся в ультраосновном веществе мантии.

Под восточной частью вулканической группы происходит трансформация базальтового слоя и деградация границы Конрада, возможно, в результате процесса амфиболитизации и частичной аморфизации пород нижней части коры в присутствии воды. С этим процессом может быть связано образование дифференцированных по составу формаций, имеющих в среднем состав, более кислый, чем базальтовый. Формирование под районом вулкана Безымянного корового очага, заполненного частично или полностью расплавленным веществом, может быть обусловлено как его обособлением от мантийной области питания, так и (по мнению одного из авторов — Ермаков, 1970) проявлением процессов палингенеза в условиях ультраметаморфизма амфиболитов на уровне границы Конрада. В заключение необходимо подчеркнуть, что длительность рассматриваемых процессов переработки коры, по-видимому, соизмерима с длительностью существования формаций или рядов формаций, поскольку в изученном районе наблюдается наследование четвертичными вулканическими формациями соответствующих более древних формаций геосинклинали с палеогенового или даже верхнемелового времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Балеста С.И., Утнасин В.К., Аносов Г.И.* Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным. — В кн.: Геодинамика, магнезиальное образование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З.* Сейсмическая слоистость земной коры и верхней мантии. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Бэрч Ф.* Скорость продольных волн в горных породах при давлениях до 10 кбар. — В кн.: Ультразвук в геофизике. М., "Мир", 1964а.
- Бэрч Ф.* Интерпретация сейсмических данных о строении земной коры в свете определений скорости упругих волн на образцах горных пород. — В кн.: Ультразвук в геофизике. М., "Мир", 1964б.
- Бэрч Ф.* Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава). — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Воларович М.П., Баюк Б.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М., "Наука", 1974.
- Галдин Н.Е.* Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Горшков Г.С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Хлестов В.В., Соболев Н.В.* Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970.
- Ермаков В.А.* Некоторые вопросы методики картирования вулканогенных формаций на примере Ключевской группы вулканов на Камчатке. — В кн.: Методика картирования вулканогенных формаций. М., "Наука", 1969а.
- Ермаков В.А.* Неотектоника и вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке. — Вестник МГУ. Серия геол., 1969б, № 3.

- Ермаков В.А. Ключевская группа вулканов. Геологическое строение и петрогенезис. Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Жарков В.Н. Физика ядра Земли. — В кн.: Вопросы теоретической сейсмологии и физики земных недр. — Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1962, № 20 (187).
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Левыкин А.И., Фарберов А.И. Упругие параметры эффузивов и ксенолитов вулканов Камчатки при давлениях до 27 кбар. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев. "Наукова думка", 1971а.
- Левыкин А.И., Фарберов А.И. Упругие свойства гипербазитовых ксенолитов вулкана Авача при давлениях до 27 кбар. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., "Наука", 1971б.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., "Наука", 1968.
- Рейнер М. Реология. М., "Наука", 1965.
- Рингвуд А.Э. Модель верхней мантии. — В кн.: Верхняя мантия Земли. М., "Мир", 1964.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Смирнов Я.Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6.
- Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М., "Недра", 1968.
- Утмасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И., Балеста С.Т., Будянский Ю.А., Мархинин Е.К., Федорченко В.И. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — "Сов. геология", 1974, № 2.
- Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Furumoto S., Thompson J., Woollard G.P. The structure of Koolau Volcano from seismic refraction studies. — Pacif. Sci., 1965, v. 19, N 3.
- Matumoto T. Seismic body waves observed in the vicinity of Mount Katmai, Alaska and evidence for the existence of molten chambers. — Geol. Soc. Am. Bull., 1971, v. 82.
- Murase T., McBirney A. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — Geol. Soc. Am. Bull., 1973, v. 84.
- Murase T., Suzuki T. Ultrasonic velocity of longitudinal waves in molten rocks. — Hokkaido Univ. Fac. Sci. J., ser. VII, 1966, v. 2.
- Soga N., Schreiber E., Anderson O.L. Estimation of bulk modulus and sound velocities of oxides at very high temperatures. — J. Geophys. Res., 1966, v. 71.

М.И. Зубин, В.С. Смирнов, А.А. Таракановский

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

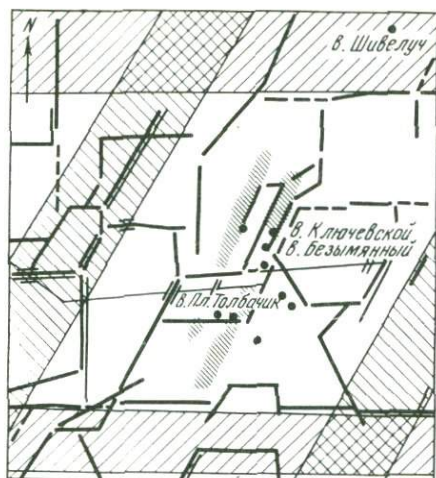
ПЛОТНОСТНЫЕ И ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

В решении Второго Всесоюзного вулканологического совещания записано: "Имея в виду уникальную структуру и расположение Ключевской группы вулканов, рекомендовать Институту вулканологии провести комплексные геолого-геофизические исследования территории этих вулканов с расшифровкой структуры фундамента под названными вулканами" (Современный вулканизм, 1966, раздел II, пункт 6). Десятилет-

ний период изучения Ключевской группы вулканов обогатил исследователей разнообразным фактическим материалом, освоение которого не привело еще к выработке единого, общепризнанного взгляда на тектоническую позицию и особенности вулканизма Ключевской группы. В данной работе рассматриваются результаты гравиметрических и магнитотеллурических исследований авторов, выполненных в 1968–1973 гг. При интерпретации гравиметрических данных были использованы результаты региональных работ и специальных площадных и маршрутных наблюдений. Применение магнитотеллурических методов, в частности МТЗ, было основано на предположении о наиболее сильной в сравнении с другими параметрами зависимости электропроводности от температуры и фазового состояния вещества.

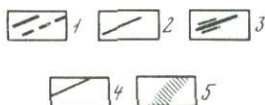
Качественный анализ гравитационного поля позволяет получить представление об особенностях тектонической позиции Ключевской группы вулканов в целом. Группа расположена в крупном (120 × 120 км) блоке земной коры, ограниченном региональными широтными и северо-восточными высокоградиентными зонами, которые представляют собой, по мнению авторов, серии разломов, разделяющих блоки земной коры различной мощности и состава (рис. 1). В пределах выделенного блока отмечается ряд тектонических нарушений меньшей глубинности, ограничивающих блоки мелового фундамента. Фиксируемые разломы совпадают с разломами, выделенными по ГСЗ и геологическим данным. Из предлагаемой схемы следует, что основным направлением нарушений, определяющих положение вулканов группы, является север-северо-восточное. Вулканы Плоский и Острый Толбачики, Безымянный, Камень, Ключевской, Плоские, Шивелуч располагаются на своеобразной активной зоне, образованной системой тектонических нарушений, подчиняющихся единому простираению. Выраженные значительно слабее северо-западные разломы, видимо, соединяют вулканы Удины и Толбачик, Зимины и Безымянный.

Рельеф глубинных границ построен на основе статистической корреляционной зависимости, связывающей глубину залегания границы и значения остаточного поля силы тяжести. Данные о глубине залегания этих границ по профилям ГСЗ распространялись, таким образом, на всю территорию. Выбор той или иной карты трансформированного поля силы тяжести определялся величиной коэффициента корреляции (0,96 в оптимальном варианте). Основными чертами рельефа мелового фундамента являются поднятие западнее Ключевской группы и Козыревская и Хапиченская впадины, где происходит погружение фундамента до 3,5–4 км (рис. 2а). Сходные тектонические единицы были выделены В.А. Ермаковым (1969). Поднятие протягивается в север-северо-восточном направлении, несколько погружаясь в сторону вулкана Шивелуч. Далее на север оно прослеживается до Хавывенской возвышенности, а на юг, через вулкан Николка, к Валагинскому хребту. В районе хр. Кумроч меловой фундамент погружен глубже, чем в Ключевском поднятии. Возможно, что Ключевское поднятие продолжает осевую зону Восточно-Камчатского антиклинория. Не исключено, однако, что гравитационный эффект поднятия создается не только рельефом мелового фундамента,



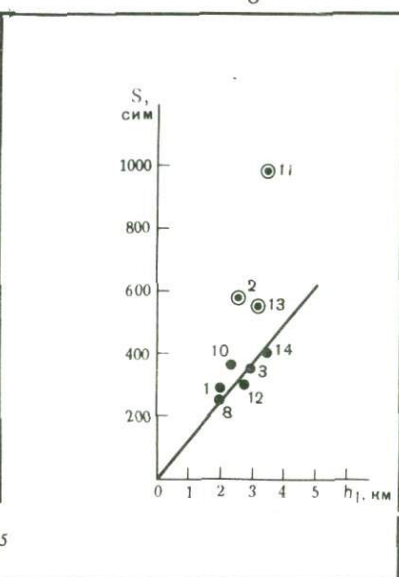
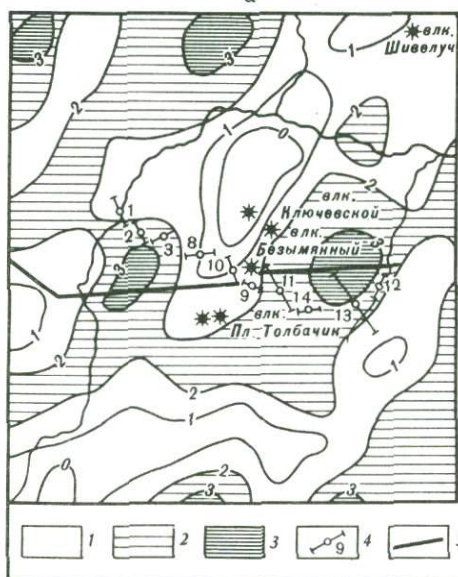
Р и с. 1. Схема тектонических нарушений района Ключевской группы вулканов

1 – разломы (по гравиметрическим данным); 2 – то же (по геологическим данным); 3 – случаи совпадения разломов, выделенных по данным ГСЗ и гравиметрии; 4 – региональные зоны нарушений; 5 – зоны ареального вулканизма



а

б



Р и с. 2. Зависимость между S и мощностью кайнозойских отложений

а – схема рельефа мелового фундамента; б – зависимость суммарной продольной проводимости от мощности вулканогенно-осадочных отложений

Глубина мелового фундамента: 1 – 1 – 2 км; 2 – 2 – 3 км; 3 – > 3 км; 4 – направления максимумов импедансных диаграмм по данным МТЗ; 5 – профиль ГСЗ

но и лавовой толщей. Если принимать первый вариант интерпретации, Ключевская группа вулканов располагается на восточном склоне антиклинория. Козыревская впадина представляет собой участок Центральной Камчатской депрессии, глубина ее соответствует максимальным глубинам мелового фундамента в других участках депрессии. Хапичен-

ская впадина по своему положению и ряду особенностей, которые рассматриваются ниже, включается в Восточный вулканический пояс.

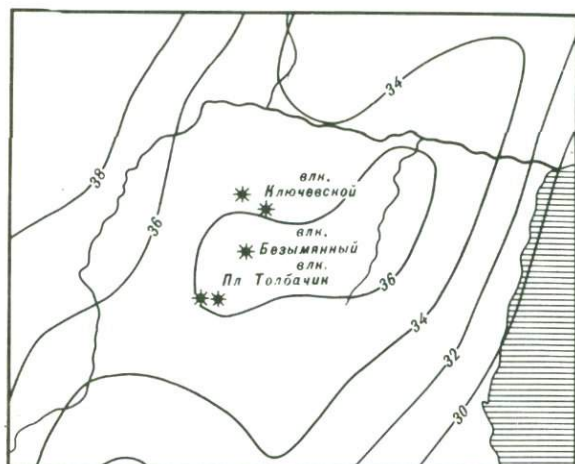
Локальные структуры мелового фундамента, рассматриваемые как горизонтальные неоднородности, находят четкое отражение в магнитотеллурическом поле. Максимальные диаметры импедансных полярных диаграмм, как правило, ориентированы ортогонально изогипсам мелового фундамента. Поскольку профиль наблюдений проходит по периферии локальных структур, наименее искаженными оказываются эффективные кривые МТЗ. По их левым восходящим ветвям оценивается суммарная продольная проводимость низкоомных осадков (S). Значения S по профилю обнаруживают наиболее тесную связь с мощностями кайнозойских вулканогенно-осадочных отложений (рис. 26). Корреляция с глубиной до кристаллического фундамента заметно слабее. На этом основании меловой фундамент может быть принят в качестве высокоомного опорного горизонта. Среднее удельное сопротивление кайнозойских осадков составляет 8 Ом, а мелового фундамента — первые сотни Ом. Исключения из общей закономерности наблюдаются в пунктах 2, 13, 11, где величина S явно превышает нормальные значения. Эти аномалии будут рассмотрены ниже.

При построении рельефа кристаллического фундамента коэффициент корреляции составил 0,95. Слабее оказались зависимости для границ Конрада и d_0^M (обозначения границ см. в статье С.Т. Балеста и др. в настоящем сборнике), коэффициент корреляции для которых 0,54.

Поверхность кристаллического фундамента в сглаженном виде повторяет рельеф мелового фундамента. Минимальные глубины — около 2 км — отмечают Ключевское поднятие, отчетливо протягивающееся на север. В Козыревской впадине погружение кристаллического фундамента максимально — до 8 км. Хапиченская впадина располагается в общем прогибе кристаллического фундамента север-северо-восточного направления. И положительные и отрицательные структуры прерываются на юге широтной зоной относительного поднятия фундамента.

Глубинные границы раздела залегают в общем согласно, что следует из сейсмических данных и сходства коэффициентов в уравнениях регрессий. На фоне общего воздымания границ Конрада (d_K), d_0^M и d_1^M от Среднего хребта к восточному побережью выделяется область нулевого градиента, совпадающая с выделенным выше Ключевским блоком. В целом этот блок характеризуется близким к горизонтальному положением глубинных границ и несколько большими их глубинами (более 20 км для границы Конрада, 30 км для границы d_0^M и 36 км для d_1^M). Во всех направлениях, кроме западного, от Ключевского блока происходит поднятие глубинных границ.

Примерно сейсмической границе d_1^M соответствует верхняя граница регионального проводящего слоя, отмечаемого по нисходящим участкам кривых МТЗ. Мы ограничиваемся лишь оценкой среднего уровня этого горизонта (35 ± 7 км), имея в виду возможные искажения кривых в отдельных точках, хотя вполне допустимы некоторые изменения его глубины в пределах района, а также продолжение в самой мантии. Аналогичные результаты были получены при интерпретации глубинных МТЗ



Р и с. 3. Схема рельефа поверхностей М (изолинии мощности земной коры)

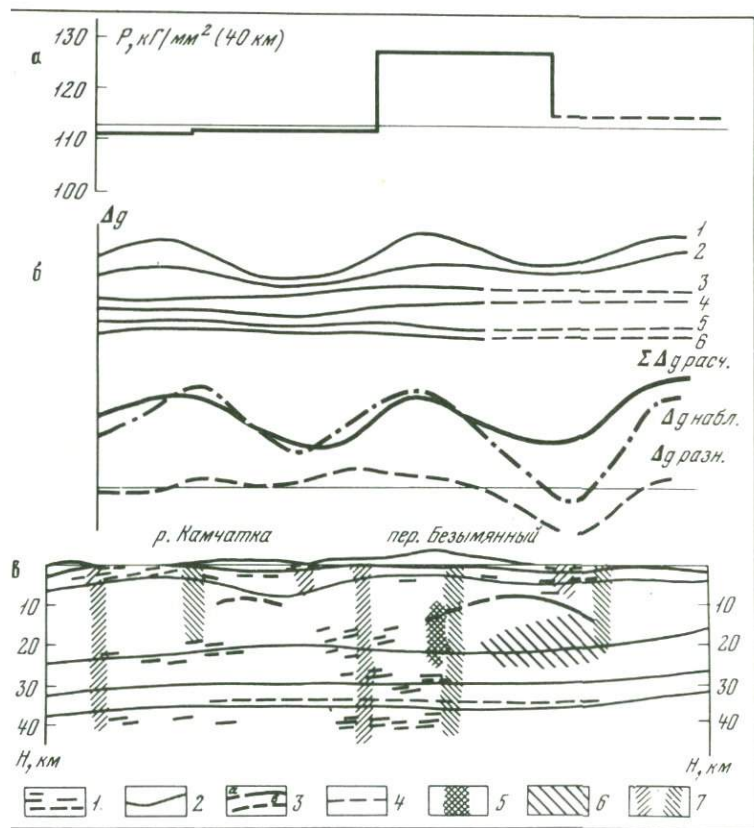
на Западной Камчатке (Мороз, Поспеев, 1974) и в ряде других тектонически активных областей, характеризующихся повышенным тепловым потоком. Обычно существование слоев повышенной проводимости в верхней мантии связывается с частичным плавлением, либо аморфизацией вещества при достаточно высоких температурах на этих глубинах (Бердичевский и др., 1971). В районе Ключевской группы вулканов можно предположить его связь с мантийными очагами, непосредственно питающими вулканы основного состава (Горшков, 1956).

Обособленность выделенного регионального блока определяется не только ограничивающими его зонами глубинных нарушений, но и аномальностью свойств слоев земной коры. И "гранитный", и "базальтовый" слои имеют значения упругих параметров, превышающие средние величины. Определение избыточных плотностей на глубинных границах раздела дает минимальные значения скачка плотности и свидетельствует о сближении по свойствам низов коры и верхней мантии. Особенно медленно увеличение плотности с глубиной происходит, собственно, под вулканами. В связи с этим построение поверхности М по гравиметрическим данным здесь достаточно условно. Схема рельефа поверхности М (рис. 3) соответствует примерно (с точностью ± 3) границе d_1^M .

При построении теоретической кривой силы тяжести по разрезу ГСЗ и сравнении ее с наблюдаемой наилучшая сходимость достигалась при следующих значениях избыточной плотности: $0,2 \text{ г/см}^3$ на поверхности мелового фундамента, $0,1 \text{ г/см}^3$ на поверхности "кристаллического" фундамента, $0,2$ — на границе Конрада, $0,1$ на границах d_0^M и d_1^M . В этом варианте плотность верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов составляет $3,1-3,2 \text{ г/см}^3$, что ниже общепринятых средних значений. В то же время средняя плотность земной коры примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$ выше, чем в других районах.

Для выяснения изостатического состояния рассчитывалось давление на глубине 40 км. Вне вулканической группы оно оказалось равным $112-114 \text{ кг/мм}^2$ (рис. 4а) (по А.Г. Гайнанову, С.А. Ушакову, 1964,

ее значение для Курильских островов 113 кг/мм^2). Под Ключевой группой давление выше, что обусловлено повышенной плотностью и весом вулканических сооружений. Инструментальные наблюдения временных движений в этом районе пока не проводились. По геологическим данным (Мелекесцев и др., 1970), та часть Ключевой группы, которая характеризуется повышенным давлением на расчетном поле, находится в стабильном состоянии. Отсутствие нисходящих движений может свидетельствовать об изостатической уравновешенности



1. Строение земной коры в районе Ключевой группы вулканов а - фик давления на глубине 40 км по широтному профилю; б - расчетные силы тяжести от границ раздела земной коры: 1 - от мелового фундамента - от кристаллического фундамента; 3 - от границы Конрада; 4 - от границы d_1^M ; 6 - d_2^M ; в - обобщенный разрез земной коры по комплексу геофизических данных: 1 - отражающие и преломляющие площади по данным ГСЗ; 2 - глубинных слоев по данным гравиметрии; 3 - сглаженная верхняя граница повышенной проводимости в земной коре по данным МГЗ с аномальным эффективным интенсивности; а - с большим, б - с меньшим; 4 - средний уровень проводящего основания в верхней мантии по данным МГЗ; 5 - магматический очаг вулкана Безымянного по данным ГСЗ; 6 - зона разуплотнения; 7 - разломы по данным ГСЗ и гравиметрии

Ключевской группы вулканов вследствие разуплотнения вещества верхней мантии.

При общей сходимости расчетной и наблюдаемой кривых силы тяжести разностная кривая имеет две особенности (рис. 4б): минимум в районе Хапиченской впадины и максимум в районе восточного борта Козыревской впадины. Последний легко может быть объяснен положением или мелового фундамента или лавового основания вулканической группы, поскольку сейсмические данные в этом месте представляют результат интерполяции.

В случае Хапиченского минимума положение мелового фундамента известно по данным ГСЗ. Остаточный минимум мог бы быть объяснен при увеличении избыточной плотности на поверхности мелового фундамента до $0,6 \text{ г/см}^3$. Это означает снижение средней плотности отложений, заполняющих впадину, до $2,1 \text{ г/см}^3$. Однако этот вариант находится в некотором противоречии с сейсмическими данными о свойствах пород (скорость $3,7 \text{ км/с}$ соответствует примерно $2,5 \text{ г/см}^3$). Из измерений по скважинам известно (Гайнанов, 1963), что рыхлые отложения плотностью $2,0\text{--}2,2 \text{ г/см}^3$ уже на глубине $1,5 \text{ км}$ уплотняются до $2,4 \text{ г/см}^3$, а далее с глубиной плотность медленно возрастает до $2,5\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$. Следовательно, максимальное значение избыточной плотности $0,3 \text{ г/см}^3$. В этом случае приходится признать, что поведение верхних границ раздела не исчерпывает наблюдаемый гравитационный минимум. Возможным объяснением является существование в коре области разуплотнения на глубине около 15 км (определение центра тяжести прямым методом интерпретации) с поперечником $20\text{--}30 \text{ км}$ (рис. 4в).

Возможности геологического истолкования выявленной неоднородности существенно увеличиваются независимыми данными магнитотеллурического зондирования: В ряде пунктов кривые МТЗ осложнены промежуточными минимумами, фиксирующими относительно локальные аномалии электропроводности в интервале глубин $10\text{--}20 \text{ км}$. Оценки глубины верхних кромок, полученные по эффективным кривым МТЗ, уточнялись путем введения в каждой точке поправочных коэффициентов за неоднородность S . В разрезе по профилю были выделены западная и восточная проводящие зоны (на рис. 4в показаны их эффективные верхние границы), в которые закономерно вписываются упомянутые выше аномалии. Последние соответствуют наиболее приподнятым частям проводящих неоднородностей, которые в частотном диапазоне используемых магнитотеллурических вариаций уже не отмечаются как глубинные. Удельное сопротивление этих зон оценивается максимально в единицы ом, что вполне соответствует удельному сопротивлению магматических расплавов (Лебедев, Хитаров, 1974). Восточная аномалия проводимости более значительна по масштабу и аномальному эффекту, чем западная (эффективная величина суммарной продольной проводимости восточной зоны составляет 500 сим , западной — 200), и захватывает практически всю восточную половину профиля вулкана Безымянного, включая Хапиченскую впадину.

Для западной аномальной зоны, выделяемой только методом МТЗ, достаточно определенного геологического объяснения мы не находим.

Пространственное совпадение области разуплотнения под Хапиченской впадиной и зоны повышенной проводимости, близкие глубины залегания позволяют рассматривать возможность существования здесь крупного корового очага (палингенного; Ермаков, 1970).

Ранее нами уже высказывалось предположение о существовании в земной коре восточного вулканического пояса Камчатки областей разуплотнения на глубинах 15–20 км (Зубин и др., 1969). На поверхности эти области фиксируются интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести изометрической формы, интенсивными положительными магнитными аномалиями по их периферии и — в ряде случаев — вулкано-тектоническими депрессиями. В совокупности с геологическими данными эти области предлагалось трактовать как коровые очаги среднекислого состава, с которыми связан кальдерный вулканизм вулканов, расположенных по их периферии. Такая интерпретация предлагалась для Паужетской, Голыгинской, Толмачевской, Узонской аномалий. Характеристики аномального объекта под Хапиченской впадиной практически совпадают с данными по перечисленным районам. В случае с Хапиченской аномалией мы располагаем к тому же сейсмическими данными о рельефе фундамента и результатами магнитотеллурического зондирования. Это делает интерпретацию в случае Хапиченской впадины более обоснованной и подтверждает сделанные предположения. Таким образом, Хапиченский очаг становится в один ряд с цепочкой крупных коровых очагов Восточного вулканического пояса.

Свидетельством активного процесса, идущего в районе Хапиченской впадины, является и уменьшение во времени поля Z и T в этом районе (Пудовкин, Таничев, 1972) в отличие от положительного либо слабодифференцированного векового хода элементов магнитного поля на сопредельных участках. Существование корового Хапиченского очага может обеспечивать питание вулканов, располагающихся на периферии Хапиченской впадины (Овальная и Острая Зимины, Безымянный). В этом плане представляется возможным рассматривать магматический очаг Безымянного вулкана, выделенный, по данным ГСЗ, на глубинах 10–20 км, как апофиз Хапиченского очага.

В ы в о д ы. 1. Ключевской блок земной коры обладает повышенной плотностью.

2. Верхняя мантия под Ключевскими вулканами разуплотнена.

3. В недрах Хапиченской впадины у границы Конрада располагается магматический очаг среднего состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Бердичевский М.Н., Дубровский В.Г., Любимова Е.А., Манафлы А.И., Непесов К.Н., Фельдман И.С.* Аномалии электропроводности в верхней мантии и их геотермическая интерпретация. — Изв. АН СССР. Серия физика Земли, 1971, № 7.
- Гайнанов А.Г.* Свойства горных пород акватории Охотского моря. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 2. М., 1963.
- Гайнанов А.Г., Ушаков С.А.* Изостазия и глубинное строение зоны перехода от азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3.

- Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- Ермаков В.А. Неотектоника и вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке. — Вестник МГУ. Серия геол., 1969, № 3.
- Ермаков В.А. Ключевская группа вулканов. Геологическое строение и петрогенезис. Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Влияние вод на физические свойства магматических расплавов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Лупкина Е.Г., Егорова И.А., Кожемяка Н.Н. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1974.
- Мороз Ю.Ф., Поспеев В.И. Результаты глубинных МТЗ на Камчатке. — Изв. АН СССР. Серия физики Земли, 1974, № 4.
- Пудовкин И.М., Таничев А.А. Аномалии векового хода геомагнитного поля на Камчатке в 1965–1967 гг. — Геомагнетизм и аэрномия, 1972, т. XII, № 2. — В кн.: Современный вулканизм, т. 1. М., "Наука", 1966.
- Современный вулканизм, т. 1. М., "Наука", 1966.

В.И. Горельчик

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВУЛКАНОВ В ПРОЦЕССЕ ПОДГОТОВКИ ЭКСПЛОЗИВНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

Соотношения между вулканической и сейсмической активностью можно рассматривать в известной степени как вероятностные, поэтому большое значение приобретает получение статистически представительных материалов наблюдений. Это, в свою очередь, предопределяет проведение длительных сейсмологических исследований на вулканах в разные стадии их жизни, иными словами, необходимо изучение сейсмического режима вулканов.

Графики повторяемости вулканических землетрясений. Одна из важнейших характеристик сейсмического режима — повторяемость землетрясений. Как известно, закон повторяемости землетрясений отражает зависимость частоты землетрясений от их энергии и является общей статистической закономерностью, проявляющейся в процессе разрушения пород. Для вулканических землетрясений распределение $N(E)$ представлено обычно как $N(K)$, где $K = \lg E$ дж, либо как $N(A)$, где A — максимальная амплитуда смещения грунта в микронах.

Графики повторяемости вулканических землетрясений I, II и III типов по классификации П.И. Токарева (1966) имеют линейную форму. Было получено (Токарев, 1969), что для землетрясений, очаги которых лежат в консолидированных породах, коэффициент γ , характеризующий наклон графика повторяемости, равен 0,4–0,5 (землетрясения I типа

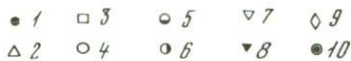
на вулканах Шивелуч и Ключевском). Если же очаги землетрясений лежат в слое рыхлых вулканогенных осадков, коэффициент γ значительно больше и достигает 0,6–0,8 (землетрясения II, III типов на вулканах Ключевском, Безымянном). Эти данные хорошо согласуются с экспериментальными исследованиями процессов разрушения, при которых выявлена прямая связь между величиной γ и степенью неоднородности образцов (Виноградов, 1964).

Коэффициент m в соотношении Ишимото-Иида ($N=KA - m$), подсчитанный для вулканических землетрясений А-типа по классификации Т. Минаками, на гавайских и японских вулканах составляет 1,8–1,9 (Minakami, 1960), как для обычных тектонических землетрясений, но может достигать значений 2,5–3,0 и более (Sekiya, 1960; Minakami, 1969). Для вулканических землетрясений В-типа (классификация Т. Минаками) коэффициент m , определенный на большом количестве наблюдений на вулканах Асама, Сакурадзима и Усу, достигает величин 2,8–4,0 (Minakami, 1960). По мнению К. Моги (Mogi, 1963), большие значения коэффициента m для вулканических землетрясений обусловлены крайне высокой неоднородностью среды и поля напряжений в районе вулканов. Однако в опытах по механическому разрушению образцов различной степени неоднородности (Mogi, 1967; Виноградов, 1964) величины коэффициентов m и γ хотя и были повышенными, но не достигали таких высоких значений, какие наблюдаются в природе для вулканических землетрясений. Наиболее высокие, сопоставимые с наблюдаемыми для вулканических землетрясений значения угла наклона графика повторяемости получены в результате экспериментов по разрушению образцов под воздействием переменных градиентов температуры (Warren, Latham, 1970). Это свидетельствует о том, что при рассмотрении условий возникновения вулканических землетрясений помимо механических процессов необходимо учитывать еще термоупругие напряжения, роль которых, по-видимому, различна в зависимости от характера извержения.

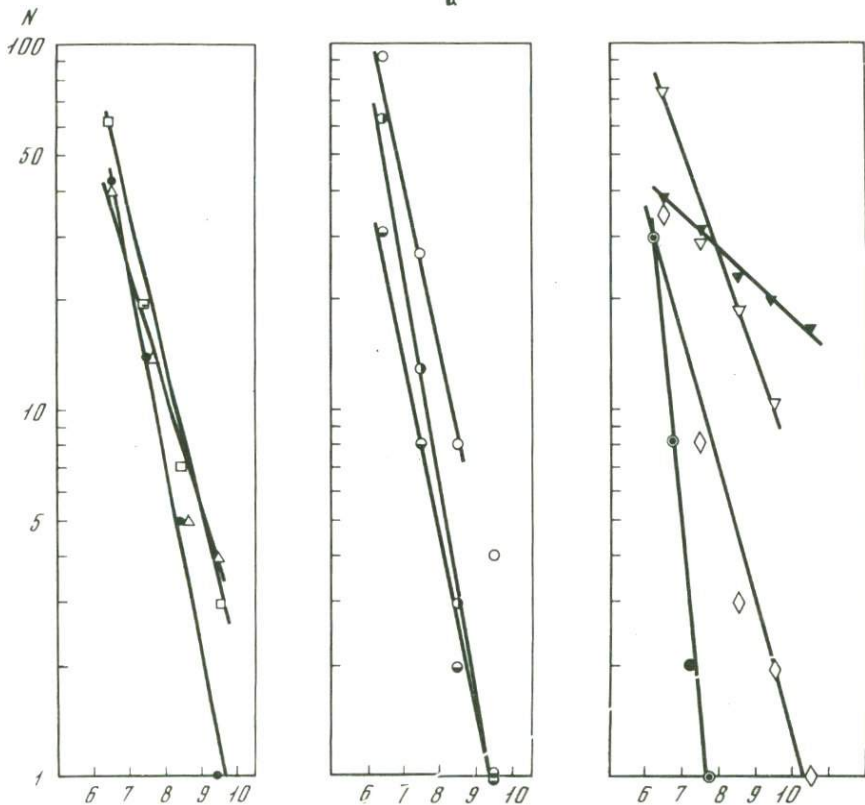
График повторяемости взрывных землетрясений имеет нелинейную форму и аппроксимируется параболой (Токарев, Фирстов, 1967). Параболообразной кривой выражается зависимость $N(A)$ и для спазматического дрожания, полученная на вулкане Михара (Тапака, 1958).

Изменение параметров сейсмического режима вулканов во времени. Изменение параметров сейсмического режима в процессе подготовки разрушения наблюдалось в лабораторных и естественных условиях. В результате наблюдений в шахтах (Виноградов, 1964; Мысина, 1969; и др.) было установлено, что при приближении разрушения наклон графика повторяемости, характеризуемый коэффициентом γ , уменьшается. В ряде случаев отмечено уменьшение γ перед сильным землетрясением (Федотов, 1968; и др.). В работе А.А. Лукк (1971) подчеркивалось, что величина коэффициента γ является более четким индикатором сейсмоопасности, чем повышение уровня сейсмической активности слабых землетрясений.

Лабораторные исследования разрушения образцов показывают, что чем больше неоднородность среды и поля напряжений, тем более резкие



а



изменения величины γ отмечаются по мере приближения разрушения (Виноградов, 1964; Виноградов, Мирзоев, 1969).

Вулканическая постройка, состоящая из рыхлого пирокластического материала и лавовых потоков, крайне неоднородна и в ней должны возникать локальные концентрации напряжений, приводящие к резким изменениям параметров сейсмического режима. К таким параметрам относятся частота и энергия землетрясений, отношение амплитуды и периодов продольных и поперечных волн, отношение амплитуд объемных и поверхностных волн, угол наклона графика повторяемости землетрясений, сейсмическая активность, мера рассеяния. Наиболее изучены изменения во времени — частота (Minakami, 1960) и энергия (Токарев, 1966) вулканических землетрясений. Сведения об изменении периодов сейсмических волн вулканических землетрясений немногочисленны. В работе (Sekiya, 1960) отмечалось, что во время извержения вулкана Асама 10 октября 1958 г. происходило увеличение преобладающего периода T_{\max} вулканических землетрясений А и В типов

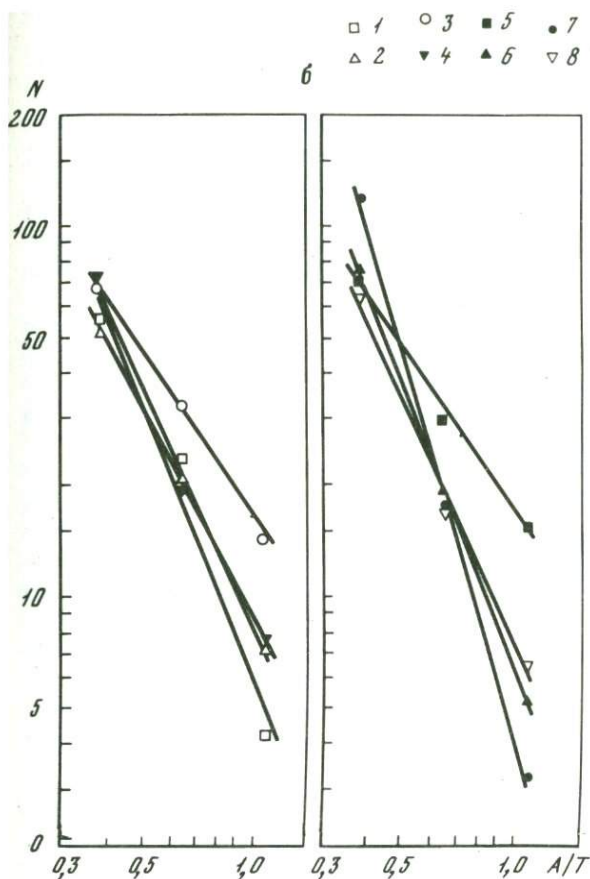


Рис. 1. Графики повторяемости вулканических землетрясений (даты)

а — Шивелуч:

- 1—IX-4.XI
 - 2—1-6.XI
 - 3—5-8.XI
 - 4—4-9.XI
 - 5—7-8.XI
 - 6—8-9.XI
 - 7—9-10.XI
 - 8—10-11.XI
 - 9—11-12.XI
 - 10—12-16.XI
- б — Асама:
- 1—I—III.1965
 - 2—II-IV.1965
 - 3—III—V.1965
 - 4—1967, до X
 - 5—V—VII.1965
 - 6—VI—VIII.1965
 - 7—VIII—XII.1965
 - 8—1966

от 0,1–0,5 сек в период покоя до 0,6–1,0 сек после июля и даже до 1,1–1,5 сек непосредственно перед извержением.

Слабо изучены также изменения наклона графика повторяемости вулканических землетрясений в процессе подготовки и развития извержения. Т. Минаками (Minakami, 1960) высказал предположение, что накануне эксплозивного извержения при общем увеличении числа вулканических землетрясений должны возникать землетрясения, крупнее среднего. Тем самым повышается вероятность возникновения землетрясений, достаточно сильных для того, чтобы вызвать извержение. На первом начальном этапе развития активности вулкана Безымянного в сентябре–октябре 1955 г. частота и энергия вулканических землетрясений быстро росли, причем возрастание энергии обгоняло увеличение числа толчков (Токарев, 1966). Подобное явление наблюдалось во время извержения вулкана Асама в 1958 г. (Sekiya, 1960). Для землетрясений вулкана Сакурадзима было получено, что коэффициент m в соотношении Ишимото-Иида увеличивается в преруптивную стадию

и уменьшается непосредственно перед извержением и сразу после извержения (Yoshikawa, Nishi, 1965).

Можно предполагать, что в случае прорывов побочных кратеров приближение времени извержения будет характеризоваться увеличением наклона графика повторяемости вулканических землетрясений. Такая же картина должна наблюдаться в случае центральных извержений, происходящих на фоне спадающей сейсмической активности.

Из всего сказанного следует, что изучение поведения параметров сейсмического режима вулканов во времени может представлять интерес для выяснения природы вулканического процесса и решения проблемы прогноза извержений.

Сейсмический режим вулканов в процессе подготовки эксплозивного извержения. Нами было рассмотрено изменение параметров сейсмического режима в процессе подготовки эксплозивного извержения на примере вулканов Шивелуч на Камчатке и Асама в Японии (рис. 1).

Исходные материалы были получены из бюллетеней японского метеоагентства (расстояние пункта наблюдений от кратера вулкана Асама 3,7 км) и каталогов сейсмической станции "Ключи", расположенной в 45 км от вулкана Шивелуч. Для вулкана Асама был рассмотрен отрезок времени с 1965 по 1967 г., включавший одно слабое эксплозивное извержение в мае 1965 г., для вулкана Шивелуч — период подготовки и гигантского извержения в ноябре 1964 г. Для вулкана Асама исследовалось изменение во времени N — количества более сильных и более слабых землетрясений (разделение условное), величины γ , определяющей угол графика повторяемости, сейсмической активности A и величины меры рассеяния R . Для вулкана Шивелуч, сейсмическая подготовка извержения которого подробно описана П.И. Токаревым (1967), рассматривалась лишь зависимость $\gamma(t)$. Наклон графика повторяемости γ_K для землетрясений вулкана Шивелуч был определен из соотношения $N(K)$, для землетрясений вулкана Асама это распределение было представлено как $N\left(\frac{A}{T}\right)$, где A и T — максимальное смещение грунта и соответствующий ему период. Графики повторяемости землетрясений строились с перекрытием для вулкана Шивелуч по шести- и двухдневным интервалам времени, а для вулкана Асама — по трехмесячным и годичным. Для всех интервалов времени получено достаточно устойчивое распределение $N(E)$ со сравнительно небольшим разбросом точек, позволившее определить величину угла наклона графиков повторяемости методом наименьших квадратов с точностью до 5–7%, хотя в отдельных случаях ошибки достигали 20%. Графики повторяемости землетрясений вулканов Шивелуч и Асама представлены на рис. 1. Подробно методика построения графиков повторяемости для обоих случаев изложена в работах (Горельчик и др., 1972; Токарев, Горельчик, 1974).

Величины A и R были найдены на основании среднемесячных значений повторяемости землетрясений, определенных внутри тех же интервалов времени, что и распределение $N(E)$ (Ризниченко и др., 1960). Сейсмическая активность A определена по повторяемости наиболее

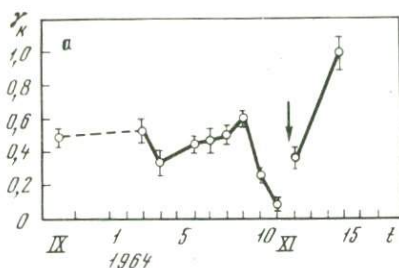
представительного класса землетрясений $0,5 \leq \frac{A}{T} \leq 0,8$ с учетом других классов при использовании ранее полученных величин γ . Значения A характеризовали среднюю повторяемость землетрясений, равную числу землетрясений условного энергетического класса $0,5 \leq \frac{A}{T} \leq 0,8$ в месяц в некотором объеме вблизи кратера вулкана.

Величина меры рассеяния находилась отдельно для более сильных R_1 ($\frac{A}{T} > 1,3$) и более слабых R_2 ($0,3 \leq \frac{A}{T} \leq 1,3$) землетрясений по известной формуле $R = \frac{\sigma N}{\sqrt{N}}$, где σN — среднее квадратичное отклонение от средней повторяемости \bar{N} (Ризниченко и др., 1960). Величина R характеризует разброс, рассеяние повторяемости землетрясений от строгой периодичности. Близость этой величины к единице означает отсутствие связей между моментами возникновения землетрясений, для которых подсчитывается средняя повторяемость. Повышенным значениям R соответствует повышение неустойчивости сейсмического режима рассматриваемой области в данном диапазоне величин энергии и отрезков времени.

По найденным значениям γ , A и R для всех интервалов времени были построены графики временного хода параметров сейсмического режима вулканов. На рис. 2 приведены график $\gamma_K(t)$ для вулкана Шивелуч (рис. 2а), графики $\gamma_A(t)$, $A(t)$, $R_1(t)$, $R_2(t)$ для вулкана Асама (рис. 2б), а также графики изменения относительного сейсмического фона, создаваемого на вулкане Асама условно более слабыми и более сильными землетрясениями (рис. 2в, г). По оси ординат на рис. 2в, г отложены отношения среднемесячных чисел \bar{N}_i вулканических землетрясений, определенных по трехмесячным интервалам времени, к среднемесячным числам N землетрясений, подсчитанным за весь период наблюдений. Время извержений вулканов Шивелуч и Асама на графиках отмечено стрелками. На рис. 2 видно, что для вулкана Шивелуч коэффициент γ_K за три дня до начала извержения уменьшился от 0,6 до 0,1, а после извержения возрос до 0,99. Перед извержением вулкана Асама в течение трех месяцев коэффициент γ_A уменьшился с 2,6 до 1,5, а после

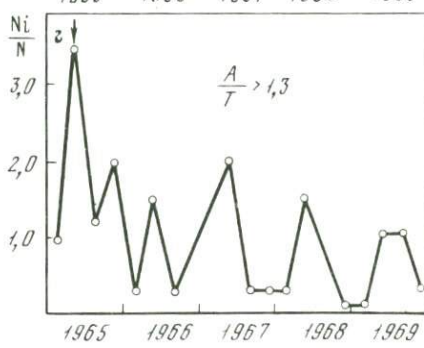
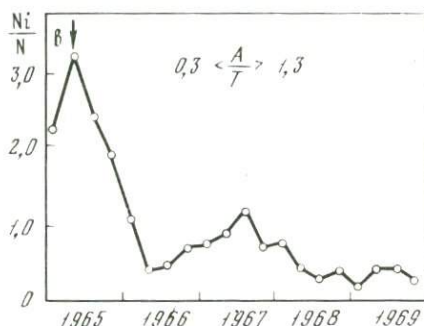
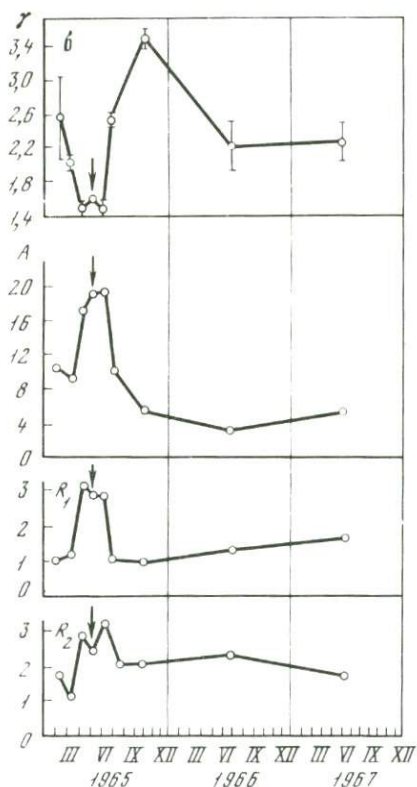
извержения возрос до 3,5. Этот же период для вулкана Асама характеризовался возрастанием сейсмической активности и величины меры рассеяния в 3—4 раза по сравнению со спокойным периодом. Кроме того, накануне извержения отмечалось повышение сейсмического фона, отразившееся на обеих кривых $\frac{\bar{N}_i}{N}(t)$ для более слабых и более сильных событий. При этом следует отметить, что землетрясения с $\frac{A}{T} > 1,3$ не учитывались при построении графиков повторяемости.

Таким образом, мы получили, что величина γ уменьшается перед эксплозивным извержением, т.е. возрастает относительное количество более сильных землетрясений. В это же время происходит увеличение числа наиболее сильных землетрясений, а также рост сейсмической ак-



Р и с. 2. Графики временного хода параметров сейсмического режима
 а — зависимость $\gamma_K(t)$ для вулкана Шивелуч; б — зависимость $\gamma_A(t)$, $A(t)$, $\frac{R_1}{T}$

и $R_2(t)$ для вулкана Асама. Вертикальные линии вверх и вниз от точек — среднеквадратические погрешности определения величины γ ; графики относительного изменения во времени сейсмического фона на вулкане Асама, создаваемого вулканическими землетрясениями: в — более слабыми; г — более сильными



тивности A и величины меры рассеяния R , наиболее четко выраженный для более сильных событий.

Рассмотрим возможные причины изменения параметров сейсмического режима во времени в процессе подготовки эксплозивного извержения. По существующим представлениям (Бутовская, Кузнецова, 1971) величина наклона графиков повторяемости обратно пропорциональна времени релаксации, коэффициенту, характеризующему чувствительность скорости подготовки трещин к напряжению, и скорости деформации. В процессе подготовки извержения фокусы вулканических землетрясений перемещаются к поверхности Земли, где среда делается

более неоднородной, более подвижной и менее вязкой, с одной стороны, и где, с другой стороны, скорость подготовки трещин, по-видимому, увеличивается. Первое обуславливает возрастание величины γ , а второе — ее уменьшение. Влияние первого фактора на изменение величины γ , вероятно, более существенное, т.е. при прочих неизменных условиях уменьшение глубины очагов землетрясений должно приводить к увеличению γ , что и наблюдается на практике (Жаган, 1969; Бутовская, Кузнецова, 1971). Наблюдаемое нами значительное уменьшение наклона графика повторяемости накануне эксплозивного извержения обусловлено, по всей видимости, решающей ролью третьего фактора, определяющего изменение величины γ , — увеличением скорости деформации. Увеличение скорости деформации и рост напряженного состояния в постройке вулкана приводят к непрерывному возрастанию числа и энергии вулканических землетрясений, к увеличению параметров A и R , что хорошо согласуется с результатами лабораторных исследований процессов разрушения горных пород (Виноградов, 1964; Виноградов, Мирзоев, 1969) и наблюдений горных ударов в шахтах (Виноградов, 1964; Мысина, 1969). На основании полученных зависимостей $\gamma(t)$ для вулкана Шивелуч и $\gamma(t)$, $A(t)$, $R(t)$ и $N(t)$ для вулкана Асама намечена схема возможного изменения параметров сейсмического режима при приближении эксплозивного извержения

$$\frac{d\gamma}{dt} < 0; \frac{dA}{dt} > 0; \frac{dR}{dt} > 0; \frac{dN}{dt} > 0.$$

Интересно, что полученная схема совпадает с вероятным изменением сейсмических характеристик в очаговой зоне будущего крупного землетрясения (Виноградов, Кузнецова, 1970). Отмеченное обстоятельство делает исследование сейсмического режима вулканов перспективным не только для прогноза извержений, но, возможно, и для изучения физики процессов подготовки тектонических землетрясений.

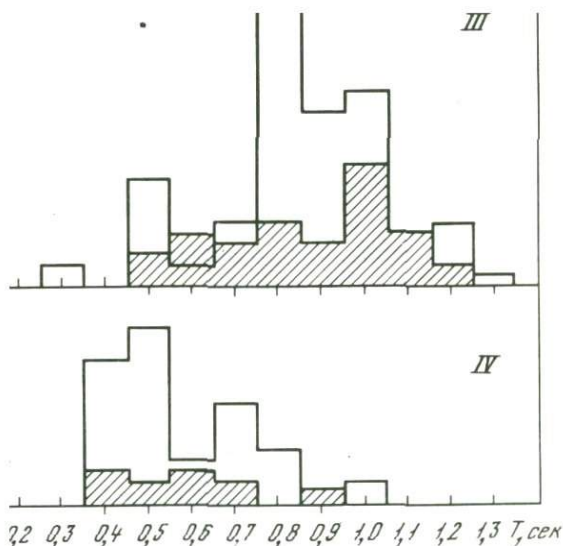
Изменение периодов колебаний сейсмических волн, возникающих при вулканических землетрясениях, в процессе подготовки и развития извержения. Для вулканов Шивелуч и Асама были рассмотрены видимые периоды колебаний, соответствующие максимальным амплитудам на записи, которые, как известно (Антонова и др., 1968), достаточно хорошо соответствуют максимуму спектра. Изучалось распределение числа землетрясений по периодам отдельно для каждого энергетического класса (чтобы исключить влияние энергии очага) и определенных интервалов времени. Землетрясения вулкана Асама в основной массе могут быть отнесены к типу В (или II типу), поэтому периоды T_{\max} , соответствующие максимальной амплитуде на записи A_{\max} , давали представление о спектральных характеристиках поверхностных волн. Для землетрясений вулкана Шивелуч исследовались объемные волны (S).

Для вулкана Асама были рассмотрены энергетические классы землетрясений с $\frac{A}{T}$, равным 0,3–0,5; 0,5–0,8 и 0,8–1,3. Преобладающий пе-

риод колебаний лежал в пределах 0,5–0,7 сек. Никакого изменения видимых периодов в связи со слабой экспозицией 23 мая 1965 г. отметить не удалось.

Для вулкана Шивелуч было рассмотрено распределение числа вулканических землетрясений по периодам для двух энергетических классов $6 \leq K \leq 7$ и $7 \leq K \leq 8$ и четырех отрезков времени. Три из них: 1 – 31.X 1964 г.; 1 – 6.XI 1964 г.; 7 – 11.XI 1964 г. охватывают периоды подготовки и начала извержения. Четвертый интервал времени с 11 по 16.XI 1964 г. характеризует период после извержения. На гистограмме (рис. 3) видно, что, начиная с первого рассматриваемого отрезка времени, землетрясения вулкана Шивелуч были разделены по периоду T_{\max} на две группы с $T_{\max} = 0,4 \div 0,5$ сек и $T_{\max} = 0,7 \div 1,0$ сек. По мере приближения извержения на фоне общего роста число землетрясений второй группы все более преобладало над первой, кроме того, наряду с землетрясениями с $T_{\max} = 0,7 \div 1,0$ сек накануне гигантского взрыва 11 ноября 1964 г. появились землетрясения с $T_{\max} = 1,1 \div 1,3$ сек. Сразу после извержения наблюдалось резкое уменьшение числа длинно-периодных землетрясений и относительное увеличение числа землетрясений с $T_{\max} = 0,4 \div 0,5$ сек.

Согласно данным, приведенным в работе (Токарев, 1964), видимые периоды T_{\max} для роя землетрясений, зарегистрированного под вулканом Шивелуч в мае 1964 г., составляли в основном 0,5 сек, т.е. за несколько месяцев до извержения вулкана, так же, как и сразу после извержения вулкана, наблюдались преимущественно короткопериодные землетрясения. Появление двух групп вулканических землетрясений с $T_{\max} = 0,4 \div 0,5$ и $0,7 \div 1,0$ сек в ходе подготовки извержения вулкана Шивелуч, по-видимому, может быть объяснено различием в глубине очагов землетрясений. Для всех землетрясений П.И. Токарев дает предельные значения глубины очагов от 0 до 10 км. Удаленность вулкана от сейсмических станций не позволила произвести более точные определения. В интервале глубин 0–10 км могли быть землетрясения, очаги которых расположены в осадочных ($H < 5$ км) и кристаллических ($H > 5$ км) породах, что, по всей вероятности, и имело место на самом деле. Землетрясения, возникающие в осадочной толще, характеризуются меньшим значением скоростей сейсмических волн, имеют преобладающие периоды примерно на 20–30% больше, чем землетрясения, возникающие в кристаллических породах (Ризниченко и др., 1960). По-видимому, задолго до извержения, а также после него очаги вулканических землетрясений имели большую глубину, а накануне и во время извержения они локализовались ближе к поверхности Земли в вулканогенно-осадочных породах. Подобное изменение глубины фокусов вулканических землетрясений на вулкане Шивелуч совпадает с данными для других вулканов и представляется закономерным. Появление накануне извержения среди вулканических землетрясений с $T_{\max} = 0,7 \div 1,0$ сек землетрясений с $T_{\max} = 1,1 \div 1,3$ сек, возможно, связано с изменением напряженного состояния пород вблизи кратера вулкана или с изменением характера разрушения. Эти данные согла-



Схемы распределения числа землетрясений вулкана Шивелуч по величине периода колебаний T_{\max} для различных интервалов времени с $6 \leq K \leq 7$; 2 — для землетрясений с $7 \leq K \leq 8$; I — 1-6.XI.1964; III — 7-11 (до 20^h) XI.1964; IV—11 (после 20^h)—

данными наблюдениями горных ударов в шахтах (Виноградов также с отмеченными выше исследованиями на вулкане *ŕekiya*, 1960). Изменение спектральных характеристик землетрясений во времени, может, по-видимому, предсказываться как один из прогностических признаков извержения. 1. На примере вулканов Асама и Шивелуч получена схема изменений сейсмического режима во времени в процессе под-

готовки взрывного извержения. Приближение взрывного извержения характеризуется уменьшением наклона графика повторяемости, увеличением сейсмической активности, величины меры рассеяния и повторяемости более сильных землетрясений. При этом поведение отдельных параметров сейсмического режима не является однозначным показателем хода процесса, важно наблюдать за комплексом характеристик.

2. Исследование частотных спектров вулканических землетрясений, предварявших и сопровождавших извержение вулкана Шивелуч, показало, что накануне извержения происходит некоторое увеличение видимых периодов T_{\max} объемных волн, что может служить дополнительным признаком предстоящего извержения.

В заключение следует отметить, что наблюдения за временным ходом параметров сейсмического режима необходимо продолжать на различных вулканах и в процессе подготовки разных типов извержений.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.Н., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М., "Наука", 1968.
- Бутовская Е.М., Кузнецова К.И. Зависимость графиков повторяемости землетрясений от глубины очага и ее возможное истолкование. — Изв. АН СССР. Серия "Физика Земли", 1971, № 2.
- Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М., "Наука", 1964.
- Виноградов С.Д., Кузнецова К.И. Некоторые вопросы лабораторных исследований по физике землетрясений. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., "Наука", 1970.
- Виноградов С.Д., Мирзоев К.М. Влияние неоднородности материала на график повторяемости упругих импульсов. — Труды симп. по изуч. сейсм. режима. Душанбе, Изд-во Тадж. ССР, 1969.
- Горельчик В.И., Башарина Л.А., Дмитриев Л.Б. Режимные наблюдения на Авачинском вулкане в 1970 г. — Бюлл. вулканол. станций, 1972, № 48.
- Казан Я.Я. Исследование сейсмического режима при разрушении угольного пласта. — Труды III Всесоюз. симп. по сейсм. режиму. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Лукк А.А. Сейсмичность бассейна реки Пяндж и нелинейные формы графика повторяемости. — В кн.: Эксперименты, сейсмология. М., "Наука", 1971.
- Мысина Л.Г. Исследование сейсмического режима выбросоопасности угольных пластов Донбасса. — Труды III Всесоюз. симп. по сейсм. режиму. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Физиченко Ю.В., Бунз В.И., Гзовский М.В., Запольский К.К., Кейлис-Борок В.Н., Крестников В.И., Малиновская Л.Н., Нерсесов И.Л., Павлова Г.И., Раутиан Т.Г., Рейснер Г.И., Халтурин В.И. Методы детального изучения сейсмичности. — Труды Ин-та физики Земли, 1960, № 9.
- Токарев П.И. Рой землетрясений вулкана Шивелуч в мае 1964 г. — Бюлл. вулканол. станций, 1964, № 38.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., "Наука", 1966.
- Токарев П.И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. — Изв. АН СССР. Серия "Физика Земли", 1967, № 9.
- Токарев П.И. Сейсмический режим вулканов. — Труды III Всесоюз. симп. по сейсм. режиму. Новосибирск, "Наука", 1969.

- Токарев П.И., Горельчик В.И.* Сейсмический режим вулканов и прогноз извержений. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Токарев П.И., Фирстов П.П.* Сейсмологические исследования вулкана Карымского. — Бюл. вулканол. станций, 1967, № 43.
- Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Minakami T.* Fundamental research for predicting volcanic eruptions (part I). — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1960, v. 38, N 4.
- Minakami T.* Earthquakes Originating from volcanoes. — Atti. Assoc. Geofis. Ital., 1969, v. 18, N 2.
- Mogi K.* Experimental Study of the Mechanism of Earthquake occurrences of volcanic origin. — Bull. Volcanol., 1963, t. XXVI.
- Mogi K.* Earthquakes and Fractures. — Tectonophysics, 1967, v. 5 (1).
- Seikiya H.* An Analysis of Volcanic Activity of Mt. Asama (2). — Quart. J. of Seismology, 1960, v. XXIV, N 4.
- Tanaka Y.* Nature of the Volcanic Earthquakes and Tremor at Miharayama, Oshima. — Quart. J. of Seismology, 1958, v. XXII, N 4.
- Warren N.W., Latham G.V.* An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 23.
- Yoshikawa K., Nishi K.* Seismic observation at the volcano Sakurajima. Disaster prevent. — Res. Inst. Annuals, 1965, N 8.

А.П. Горшков

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО КОНУСА ВУЛКАНА МАЛЫЙ СЕМЯЧИК НА КАМЧАТКЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геофизическими исследованиями в вулканических районах в настоящее время изучаются преимущественно глубинные горизонты земной коры и верхняя мантия. Непосредственно вулканическая постройка при этих работах выпадает из рассмотрения.

В данной статье излагаются результаты детальных гравимагнитных работ, проведенных на конусе одного из активных вулканов Камчатки.

Геологические данные свидетельствуют о формировании вулканического хребта Малый Семячик за счет миграции подводящих каналов (Влодавец, 1958; Селянгин, 1974а). Петрографические и минералогические особенности пород и ксенолитов Малого Семячика указывают (Селянгин, 1974б) на кристаллизацию и дифференциацию магмы в мало-глубинных условиях.

Современная активность Малого Семячика проявляется в форме термального озера. Теплофизические и вулканологические исследования показали, что вулкан характеризуется сравнительно высокой тепловой мощностью (около 80 000 ккал/сек) и кратерное озеро имеет скрытый сток, величина которого составляет 80–120 л/сек (Слезин и др., 1971; Горшков, 1974).

Геофизические работы, проводившиеся для изучения строения вулкана, включали: среднемасштабную гравиметрическую съемку, детальные гравиметрическую и магнитную съемки.

Основным результатом среднемасштабной (1:50 000 — 1:100 000) съемки явилось выявление положительной аномалии силы тяжести, которая объясняется влиянием магматического очага либо субвулканической интрузии основного состава с верхней кромкой на глубине 1 км от дна кратера (Горшков, 1973).

По результатам этой съемки было также установлено, что средняя (эффективная) плотность вулканической постройки низка — 2,0–2,15 г/см³ из-за обилия в ней рыхлого пирокластического материала (60–80% по гравиметрическим данным, 70–90% — по геологическим). Магматическое вещество, заполняющее очаг, а следовательно, и подводящие каналы, имеет более высокую плотность — 2,7–2,9 г/см³ (для пород андезито-базальтового состава). Аналогичные данные были получены для многих вулканов мира (Зубин и др., 1971; Штейнберг и др., 1966; Малахов, 1972).

Таким образом, вещество каналов может иметь высокие избыточные плотности порядка 0,6–0,8 г/см³ по сравнению с вмещающими породами постройки, что создает предпосылки для выявления каналов по гравиметрическим данным. Однако более ранние гравиметрические съемки, проведенные на вулканах, не выявили локальных максимумов силы тяжести, которые можно было бы связывать с каналами.

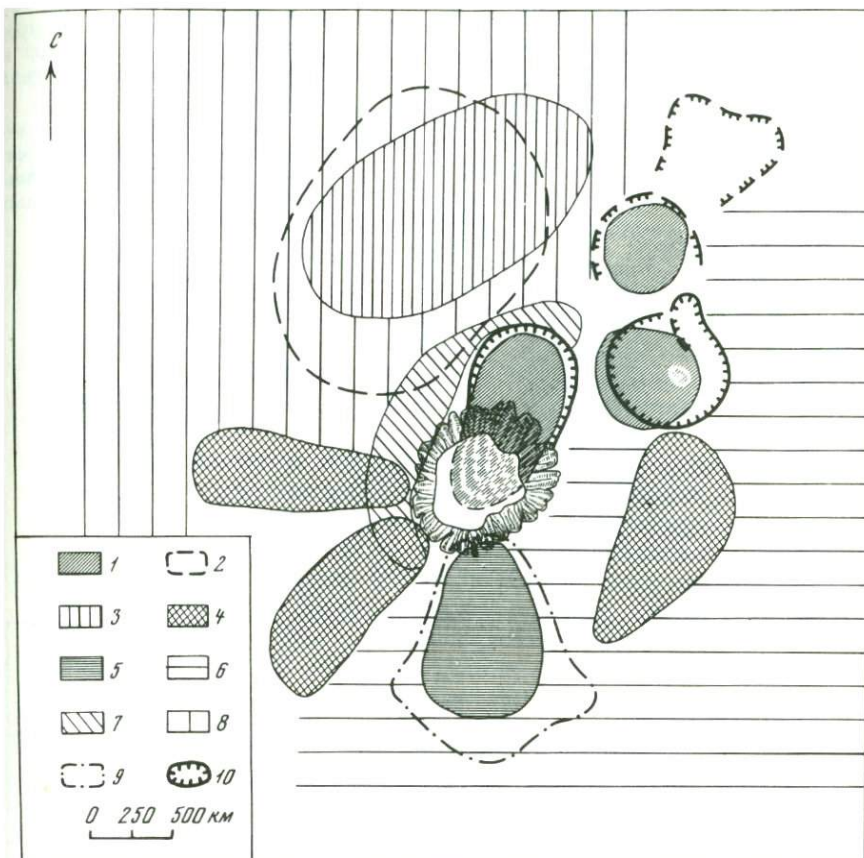
Причинами этого, по-видимому, являются недостаточная детальность и точность гравиметрических съемок в прикратерной зоне.

В связи с этим в 1972–1973 гг. на вулкане Малый Семячик была выполнена площадная гравиметрическая съемка в масштабе 1:10 000. Расстояние между пунктами наблюдения в кратерах и прикратерных зонах составляло 50–100 м, для остальной части конуса — 200–300 м. Для повышения точности была применена детальная топооснова (1:12 500) и использован стереофотограмметрический метод определения топографических поправок (Васильев, Ефремова, 1969). Аномалии силы тяжести вычислялись в редукции Буге при плотности промежуточного слоя 2,1 г/см³.

В результате съемки выявлены значительные неоднородности гравитационного поля в верхней части конуса (рис. 1).

Главная особенность поля — наличие интенсивных локальных максимумов, приуроченных ко всем морфологически выраженным кратерам.

На основании анализа плотностных свойств вулканических построек выявленные локальные максимумы силы тяжести следует рассматривать как гравитационный эффект подводящих каналов. По приближенным оценкам поперечные размеры аномальных тел, отождествляемых с подводящими каналами, составляют 300–700 м. Для одного из локальных максимумов методом подбора построен разрез аномального тела (рис. 2). Расчет теоретических кривых выполнен для точек физической поверхности. Искажающее влияние озера учтено.

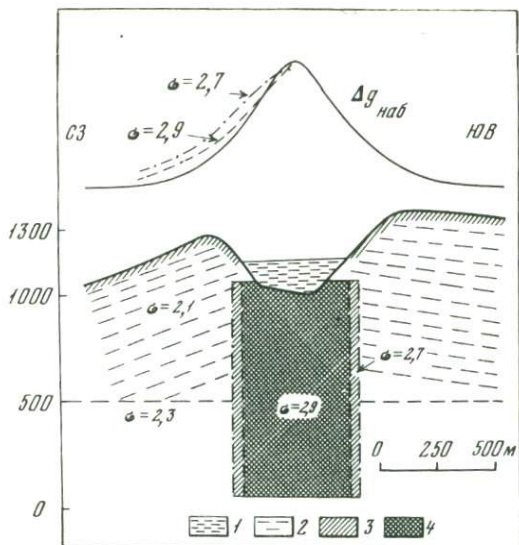


Р и с. 1. Схема расположения гравитационных и магнитных аномалий вулкана Малый Семячик

Гравитационные максимумы: 1 — интенсивные; 2 — средние; гравитационные минимумы: 3 — интенсивные; 4 — средние; магнитные максимумы: 5 — интенсивные; 6 — средние; 7 — магнитные минимумы: 8 — пониженное гравитационное поле; 9 — относительно повышенное гравитационное поле; 10 — кратеры

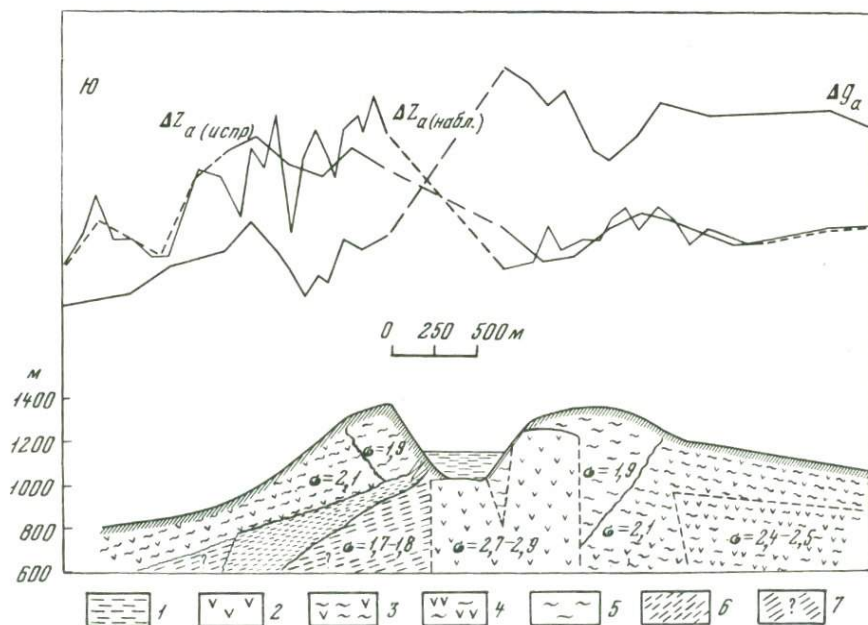
Помимо локальных максимумов силы тяжести, приуроченных к кратерам, на конусе Малого Семячика уверенно выделяются и другие неоднородности гравитационного поля (см. рис. 1): интенсивный минимум на южном склоне, максимум — на северном и полукольцевой минимум, окаймляющий комплекс молодых кратеров. Кроме того, отмечается приуроченность кратеров к зонам высоких градиентов гравитационного поля, особенно четко проявленная для современного кратера (рис. 3).

Интерпретация указанных особенностей гравитационного поля не столь определена (как в случае локальных максимумов над кратерами) и поэтому их удобнее рассматривать совместно с данными магнитной съемки.



Р и с. 2. Гравиметрический профиль через активный кратер и положение аномального тела (канала)

1 — кратерное озеро; 2 — эффузивно-пирокластическая постройка вулкана; 3—4 — аномальное тело (канал) при различных значениях плотности



Р и с. 3. Схематический структурно-географический разрез постройки Малого Семьячика

1 — кратерное озеро; 2 — каналы; 3 — пирокластически-эффузивная постройка Малого Семьячика (70% пирокластики); 4 — погребенная часть кальдерной постройки; 5 — существенно пирокластические участки постройки (90% пирокластики); 6 — лимониты; 7 — измененные (?) породы либо разуплотнение в зоне растяжения

Наземная магнитная съемка выполнена в масштабе 1:10 000 – 1:25 000. Среднеквадратичная погрешность измерений составила $\pm 52\gamma$. При вычислении аномального магнитного поля ΔZ_a вводились топографические поправки, рассчитанные по программе "Рельеф-2" (по Б.Н. Сапожникову, Н.А. Скроману; Ленинград, ВИРГ, 1973). Поправки на рельеф достигают значительной величины – от нескольких десятков гамм у подножия вулкана до полутора тысяч гамм в верхней части конуса. Величина средней (эффективной) намагниченности конуса по расчетам и экспериментальным данным принята равной $3150 \cdot 10^{-6}$ сгс.

Основными особенностями магнитного поля ΔZ_a являются (см. рис. 1): максимум на северном склоне, примерно совпадающий с гравитационным максимумом; интенсивный максимум ΔZ_a на южном склоне, совпадающий с интенсивным гравитационным минимумом, и линейные зоны минимумов в южном и юго-западном секторе постройки.

Природа положительных магнитных аномалий, видимо, различная, поскольку им соответствуют гравитационные аномалии разного знака.

Учитывая, что Малый Семячик эксцентрично расположен в кальдере более древнего вулкана и его постройка примыкает к северному борту кальдеры (Селянгин, 1974а), можно предположить, что положительные магнитную и гравитационную аномалии создают остатки древней постройки, представленной оливиновыми базальтами (см. рис. 3). Изучение физических свойств образцов оливиновых базальтов показало, что они имеют повышенную плотность и намагниченность по сравнению с андезитобазальтами современной постройки Малого Семячика.

Аномальную геофизическую зону на южном склоне трудно объяснить какими-либо "чисто" структурными факторами. Отрицательная гравитационная аномалия указывает на существование наиболее разуплотненной, проницаемой зоны в пределах постройки. Положительная магнитная аномалия, совпадающая с этой разуплотненной зоной, вероятно, могла быть создана какими-то вторичными, постмагматическими процессами, конечным результатом которых явился перенос и последующая локализация магнитных минералов.

С этой точки зрения представляет интерес направление скрытого стока из кратерного озера, выявленного ранее (Горшков, 1974).

Вода кратерного озера представляет собой кислый ($\text{pH} = 0,5$), сильноминерализованный ($M_{\text{общ}} = 40 \div 50$ г/л) раствор, содержащий 1–2 г/л железа. При разбавлении и нейтрализации кислых растворов грунтовыми водами осаждаются окислы металлов, в том числе гидроокислы железа. Этот процесс приводит к формированию залежей лимонитов непосредственно на постройках вулканов или вблизи них (Зеленов, 1972; Сийкава, 1973).

Лимониты характеризуются высокими значениями остаточной намагниченности $I_p = 11\,000 \cdot 10^{-6}$ сгс (Федынский, 1967) и могут явиться источником положительной магнитной аномалии на конусе Малого Семячика.

С целью поисков следов скрытой разгрузки было проведено рекогносцировочное гидрохимическое опробование ручьев и родников в южном и юго-западном секторе подножия вулкана. В южном секторе на продолжении аномальной геофизической зоны обнаружена гидрохимическая аномалия. В аномальных точках концентрация хлора превышает фоновые значения на порядок, а сульфатов, кальция и натрия — в 2–5 раз.

Таким образом, совокупность данных приводит нас к выводу о том, что скрытый сток из кратерного озера осуществляется в южном, наиболее разуплотненном участке постройки. По направлению скрытого стока формируется залежь лимонита, которая, вероятно, и является источником магнитной аномалии (см. рис. 3).

Следует отметить, что магнитная аномалия на южном склоне частично может быть обусловлена и поверхностными неоднородностями постройки, так как здесь встречены отдельные лавовые потоки с аномально высокой намагниченностью, достигающей значений $I_n = 50\,000 \div 100\,000 \cdot 10^{-6}$ сгс (при среднем значении $I_n = 15\,000 \cdot 10^{-6}$ сгс). Однако совместный анализ магнитного поля и морфологии потоков, а также привлечение данных аэромагнитной съемки показывают, что поверхностными неоднородностями нельзя полностью объяснить наблюдаемую аномалию и она имеет более глубокий источник.

Отрицательные магнитные аномалии имеют максимальную амплитуду в прикратерных зонах и совпадают по простиранию с направлением локальных тектонических нарушений в пределах постройки. Учитывая это обстоятельство, можно предположить, что минимумы ΔZ_a могут быть обусловлены зонами измененных пород, развитых вдоль линий тектонических нарушений. Эти породы являются характерным элементом вулканических построек и в широком спектре (от крайних разностей пропицитов до опалитов) они практически немагнитны в результате выноса либо замещения ферромагнитных минералов (Яроцкий, 1970).

З а к л ю ч е н и е. В большинстве предыдущих работ постройки вулканов рассматривались по геофизическим данным как однородные.

Детальные работы, проведенные на вулкане Малый Семейчик, показывают, что строение этого вулкана существенно неоднородное. В его пределах выделяются: наиболее уплотненная центральная зона, представленная подводящими каналами-некками с поперечными размерами в сотни метров; уплотненная (остатками кальдеры) северная часть склона; разуплотненная зона, окаймляющая комплекс молодых кратеров, представленная преимущественно пирокластикой, и особо разуплотненная зона на южном склоне, связываемая нами с направлением скрытого стока.

В целом весь южный и юго-западный сектор постройки представляется наиболее ослабленным и благоприятным для проявления вулканической активности и вторичных, поствулканических процессов. На этом участке (на расстоянии 1 км от кратера), вероятно, формируется залежь лимонитов.

- Васильев Н.П., Ефремова Н.А.* Результаты первых экспериментальных работ по определению поправок за рельеф стереофотограмметрическим методом с применением ЦВМ. – В кн.: Прикладная фотограмметрия. Л., "Наука", 1969.
- Влодавев В.И.* Вулканы и вулканические образования Семячинского района. – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 15.
- Горшков А.П.* Глубинное строение вулкана Малый Семячик на Камчатке по гравиметрическим данным. – "Геология и геофизика", 1973, № 4.
- Зеленов К.К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., "Наука", 1972.
- Зубин М.И., Иванов Б.В., Штейнберг Г.С.* Глубинное строение Карымского вулкана на Камчатке и некоторые вопросы генезиса кальдер. – "Геология и геофизика", 1971, № 1.
- Малахов А.* Гравитационные аномалии вулканических районов. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Селянгин О.Б.* Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик. – В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974а.
- Селянгин О.Б.* Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов. – Бюл. вулканол. станций, 1974б, № 50.
- Сийкава М.* Месторождения лимонита вулканического происхождения в Японии. – В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973.
- Слезин Ю.Б., Ковалев Г.Н., Гребзды Э.И., Чеглецова Е.А.* Об активности вулкана Малый Семячик. – Бюл. вулканол. станций, 1971, № 41.
- Федьинский В.В.* Разведочная геофизика. Глава 4. М., "Недра", 1967.
- 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.
- Яроцкий Г.П.* Физические свойства вулканитов и измененных пород Северо-Камчатского сероносного района. – "Геология и геофизика", 1970, № 3.

П.П. Фирстов, В.К. Лемзиков, О.П. Руленко

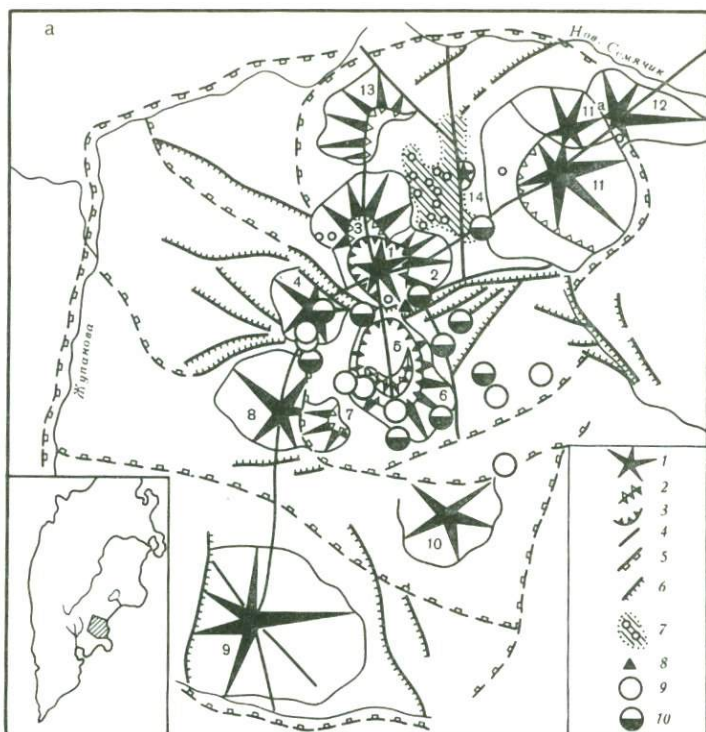
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВУЛКАНА КАРЫМСКОГО (1970–1973 гг.)

Один из самых активных вулканов Камчатки – Карымский – располагается в средней части Восточного вулканического пояса. Район вулкана Карымского в тектоническом отношении является частью Жупановской субколыцевой структуры (Иванов, 1970), которая расположена в междуречье рек Новый Семячик и Жупанова (рис. 1а). В пределах Жупановской субколыцевой структуры выделяется Карымская кольцевая структура, осложненная целой серией мелких разломов, представляющих собой систему радиальных трещин кольцевой структуры; некоторые из них контролируют положение вулканических аппаратов.

Карымская группа вулканов состоит из двух действующих вулканов – Карымского и Малого Семячика – и более десяти потухших.

Карымский вулкан представляет собой почти правильный конус высотой около 1600 м, расположенный в центре кальдеры (рис. 2б). На основании геологических и гравиметрических данных (Зубин и др.,

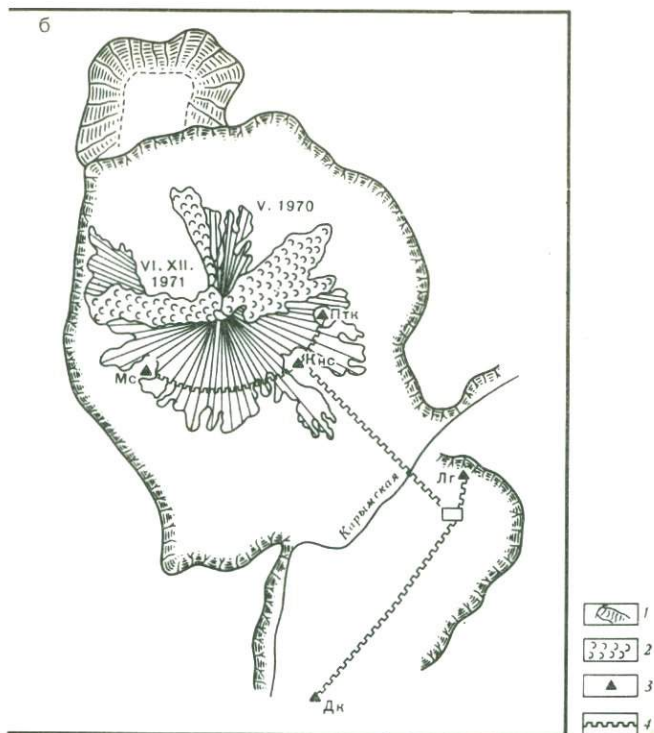


Р и с. 1. Тектоническая схема района и схематическая карта Карымского вулкана
 а – тектоническая схема района по Б.В. Иванову (1970). Вулканические по-
 с т р о й к и: 1 – действующие и разрушенные; 2 – разрушенные, дугообразного
 типа; 3 – кальдеры, преимущественно взрывного типа с последующим обрушением;
 4 – разломы фундамента, контролирующие вулканические группы; 5 – кольце-
 вые разломы; 6 – радиальные трещины с направлением смещения; 7 – моногенные
 вулканические образования; 8 – сейсмическая станция; 9 – эпицентры землетрясе-
 ний с глубиной очага $H = 0$; 10 – эпицентры землетрясений с глубиной очага $H \geq$
 ≥ 10 км. Вулканы (цифры на рисунке): 1 – современный конус Карымского

1971) сделано предположение о существовании под кальдерой Карым-
 ского вулкана близповерхностного магматического очага. Если очаг
 имеет сферическую форму, то величина радиуса может составлять от 2,3
 до 3,6 км, а глубина залегания верхней кромки соответственно 2–1 км
 ниже уровня моря.

В деятельности вулкана наблюдается цикличность с периодом $10 \pm$
 ± 2 года. Последний цикл активности начался пароксизмальным извер-
 жением в мае 1970 г. Подробное описание извержения и сейсмических
 явлений, сопровождавших его, дано в статье Ю.М. Дубика и др. (1972).
 В данной статье рассматривается сейсмичность вулкана с июня 1970 г.
 до конца извержения – июня 1973 г.

Характер активности вулкана. 11 мая 1970 г. серией
 выбросов умеренной силы начался новый цикл активности Карымского

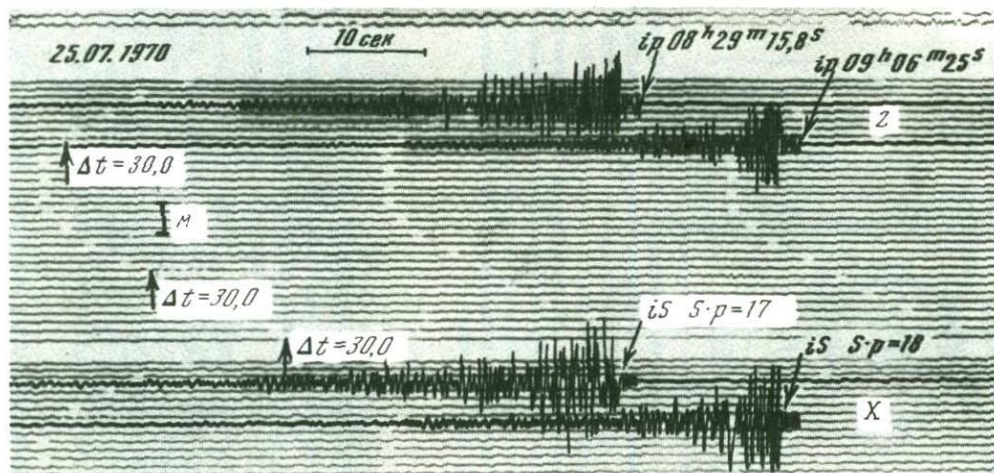


вулкана; 2 – древняя постройка Карымского вулкана; 3 – Двор; 4 – Разлатый; 5 – Академии наук; 6 – Однобокий; 7 – Белянкина; 8 – Крайний; 9 – Жупановские востряки; 10 – Дитмара; 11 – Малый Семячик; 11а – Древний Малый Семячик; 12 – Березовый; 13 – Соболиный; 14 – Сухой

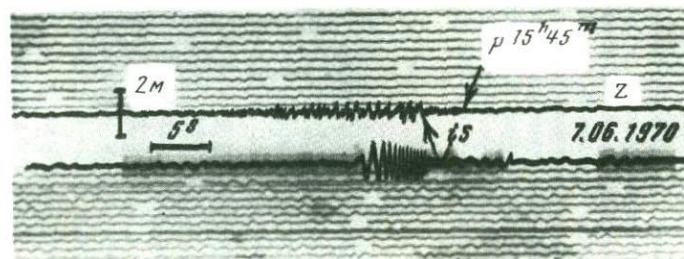
б – схема вулкана и пункты наблюдений: 1 – агломератовые потоки извержений 1970 г.; 2 – лавовые потоки извержений 1970, 1971 гг.; 3 – пункты сейсмологических наблюдений; 4 – кабельные линии; пункты сейсмических наблюдений: Лг – главный павильон; выносные пункты: Птк – "Поток"; Кнс – "Конус"; Мс – "Мыс"; Дк – "Дайка"

вулкана. Эти выбросы во второй половине дня 12 мая сменились кульминационной фазой. Высота эруптивных газопопелловых выбросов увеличилась до шести километров. Извержение приняло ярко выраженный вулканический характер. В результате непрерывной эксплозивной деятельности произошло извержение наиболее газонасыщенного пеплового материала. Объем отложений раскаленных лавин, по данным Ю.М. Дубика и др. (1972), оценивается в $0,005 \text{ км}^3$. После кульминационной стадии наступила непродолжительная эффузивно-эксплозивная стадия, когда образовался лавовый поток на северо-восточном склоне вулкана (рис. 16). Мощность его фронтальной части составляла 10 м, объем – $0,006 \text{ км}^3$.

С 15 мая активность вулкана приняла умеренный эксплозивный характер. Период эксплозивной деятельности вулкана продолжался до



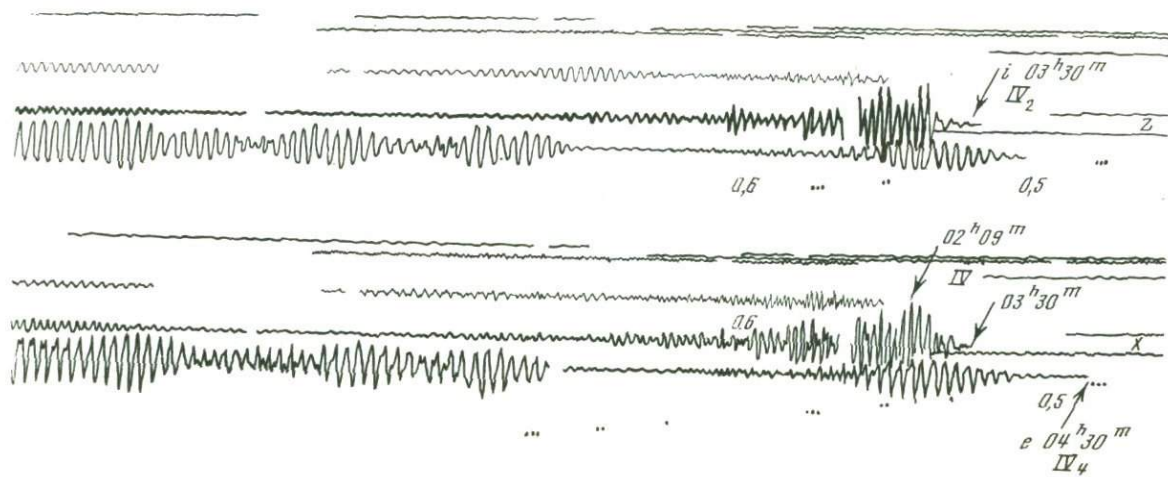
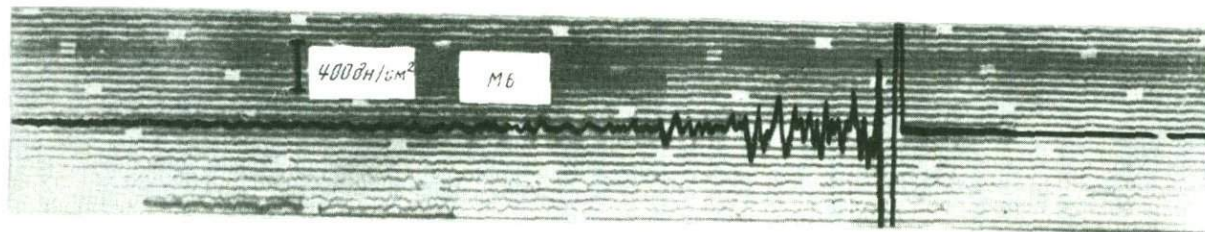
А



Б

Р и с. 2. Копии сейсмограмм землетрясений, зарегистрированных на сейсмической станции "Карымская"

Землетрясения: а – вулканотектонические; б – вулканические; в – взрывные



июля 1971 г. На первой стадии активности частота выбросов постепенно уменьшалась от 10 в июне до 4 в сутки в августе. Этому периоду присуща неритмичная деятельность вулкана. С августа до ноября 1970 г. число выбросов нарастало; в дальнейшем оно стабилизировалось и составило 20–30 выбросов в сутки. В этот период вулкан характеризовался ритмичной деятельностью.

В июле 1971 г. снова произошло резкое возрастание числа выбросов, после чего излился лавовый поток глыбового типа. До января 1972 г. вулкан находился в состоянии умеренной эффузивно-эксплозивной деятельности. По данным А.П. Хренова, объем лавового потока составил $0,015 \text{ км}^3$.

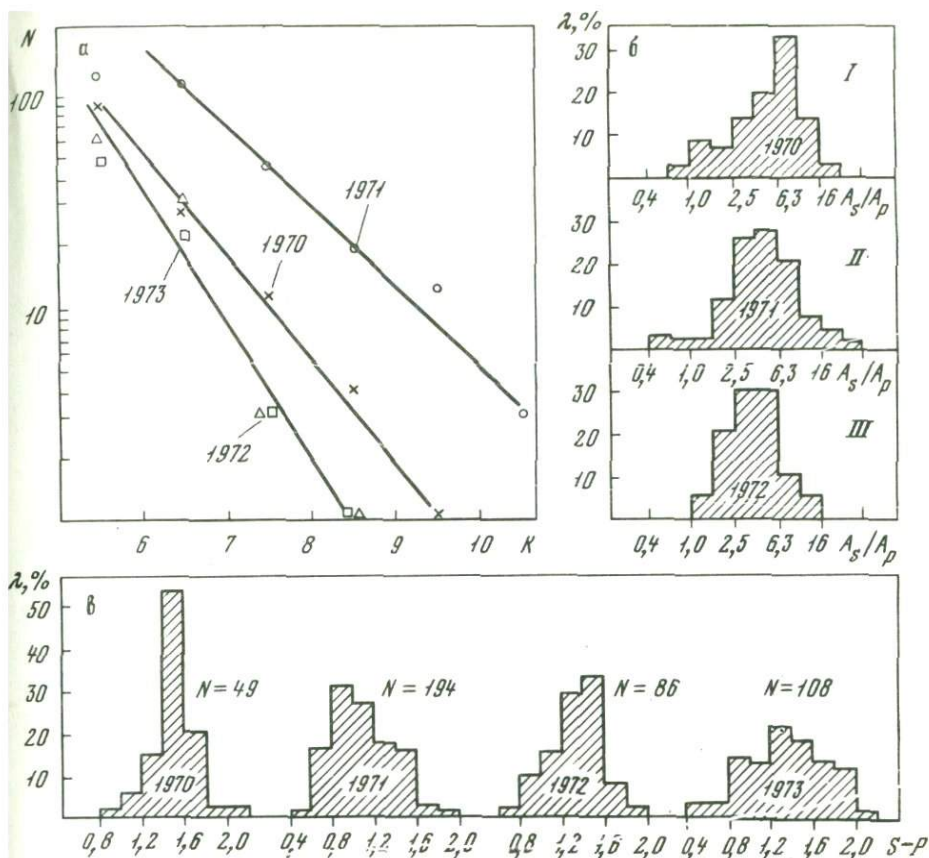
С января 1972 г. вулкан Карымский перешел к умеренной эксплозивной деятельности. Постепенно частота выбросов к апрелю 1972 г. уменьшилась до четырех в сутки и была постоянной до июня 1973 г., когда был зафиксирован последний выброс.

Типы землетрясений, регистрируемых в районе Карымского вулкана. Регистрация землетрясений вблизи вулкана Карымского началась 28 мая 1970 г. Сейсмическая станция "Карымская" была установлена в 3,5 км восточнее кратера вулкана, в том же месте, где проводились наблюдения в 1965, 1966 гг. (Токарев, Фирстов, 1967; Токарев и др., 1969). Регистрация землетрясений велась трехкомпонентной сейсмической станцией. Один горизонтальный приемник регистрировал смещения на вулкан (x), второй располагался под прямым углом к первому (y). Все три компоненты (z, x, y) имели столбобразную в интервале 0,1–1 сек частотную характеристику, стандартную для всех станций Камчатки, и увеличение не менее 5 тысяч.

Вблизи вулкана Карымского кроме тектонических землетрясений фокальной зоны регистрировались землетрясения, характерные для многих действующих вулканов. Последние могут быть подразделены на следующие типы.

1. Землетрясения с четко выраженными вступлениями Р и S волн, с $S-P < 2,5$ сек и по форме записи ничем не отличающиеся от чисто тектонических (рис. 2а). Г.С. Горшков (1954), отмечая подобные землетрясения для Ключевской группы вулканов, назвал их "вулканотектоническими", указывая на их тектонический характер и приуроченность к району вулканизма. По Т. Минаками (Minakami, 1960) этот тип землетрясений обозначен как А-тип вулканических землетрясений. Согласно П.И. Токареву (1966), такие землетрясения относятся к I типу вулканических землетрясений. Нами эти землетрясения именуется вулканотектоническими в силу причин, о которых будет сказано ниже.

2. Вулканические землетрясения – такие землетрясения, эпицентры которых расположены вблизи активного кратера. Они, по-видимому, вызываются чисто вулканическими причинами и тесно связаны с процессами, происходящими в системе "очаг–канал". Вулканические землетрясения имеют нечеткие вступления Р и S волн, период максимального смещения составляет 0,4–0,9 сек (см. рис. 2б). По классификации Т. Минаками (Minakami, 1960) они близки к В-типу, а по П.И. Токареву (1966) – ко II или III типу вулканических землетрясений.



Р и с. 3. Характеристики сейсмической активности вулкана Карымского

а – графики повторяемости; б – гистограммы значений A_S/A_P ; I – $N = 36$, $m = 6,3$; $\delta = 0,4$ ед. лог.; II – $N = 165$, $m = 4,4$; $\delta = 0,3$ ед. лог.; III – $N = 20$, $m = 3,7$; $\delta = 0,2$ ед. лог.; в – гистограммы значений $S-P$ для вулcano-тектонических землетрясений

3. Землетрясения, связанные с выбросами пепла и газа из кратера вулкана (рис. 2в). Взрывные землетрясения имеют определенную форму записи, которая отличает их от других землетрясений.

Сейсмический режим района вулкана определяется пространственно-временными и энергетическими характеристиками вулcano-тектонических землетрясений.

Определение энергии землетрясений производилось на номограмме С.А. Федотова $\Phi_{1,2}^{6,8}$ (Федотов, 1972). Основную массу составляли землетрясения с энергетическим классом $K = 5 \div 7$ ($K = \lg E$). Наиболее сильные землетрясения (силой в 3–4 балла) ощущались в здании сейсмической станции.

Исследование распределений вулcano-тектонических землетрясений $K \geq 5$ во времени показало, что землетрясения происходили группами,

когда в течение непродолжительного времени регистрировалось аномально большое их число.

Важной характеристикой сейсмической активности является повторяемость землетрясений. На рис. 3а приведены ежегодные графики повторяемости $\lg N = \gamma k + C$. Коэффициент γ в 1970 г. равен 0,48; в 1971 г. — 0,42, что близко к значению $\gamma = 0,43 \pm 0,01$ для тектонических землетрясений Камчатки (Федотов и др., 1971). В 1972–1973 гг. наблюдается резкое возрастание $\gamma = 0,63, 0,64$. Допустимо, что скорость деформаций земной коры в районе вулкана была наибольшей в начальный период извержения, когда произошла значительная разгрузка системы "очаг–канал". В 1970–1971 гг. во время эффузивно-эксплозивных извержений объем лавового материала составил $0,025 \text{ км}^3$, в то время как в 1972–1973 гг. вулкан находился в состоянии слабой эксплозивной деятельности. По-видимому, коэффициент γ вулcano-тектонических землетрясений района вулкана Карымского может служить прогностическим признаком извержения.

Рассмотрение отношения $\frac{A_s}{A_p}$ вулcano-тектонических землетрясений представляет определенный интерес с точки зрения его отличия от величины $\frac{A_s}{A_p}$ для чисто тектонических землетрясений и его изменения во времени. При неизвестном механизме очага можно рассматривать лишь среднестатистические оценки отношения $\frac{A_s}{A_p}$, которые получаются при осреднении большого числа наблюдений над хаотически ориентированными источниками. В этом случае отношение функций направленности также осредняется. Рассматривались ежегодные отношения $\frac{A_s}{A_p}$. Распределения значений $\frac{A_s}{A_p}$ близки к логнормальному (рис. 3б). Наибольшее среднегеометрическое наблюдалось в 1970 г. — 6,3; оно уменьшилась до 4,4 в 1971 г. и до 3,7 в 1972 г. Среднее стандартное отклонение для всех трех лет составляло 0,3 ед. логарифма. В работе Л.В. Антоновой и др. (1968) на большом статистическом материале исследовалось отношение $\frac{A_s}{A_p}$ в ближней зоне ($\Delta < 200 \text{ км}$) для различных регионов. В среднем для всех регионов получено среднегеометрическое значение $\frac{A_s}{A_p} = 3,7$, что довольно близко к значениям $\frac{A_s}{A_p}$, полученным нами (табл. 1).

Значения S–P показаны на рис. 3в. Изменение S–P в эти годы носило следующий характер. Если в 1970 г. большинство S–P заключено в пределах 1,5–1,6 сек, то в 1973 г. S–P распределено почти равномерно

Основные данные для вулcano-тектонических землетрясений

Даты сейсмических событий	Число землетрясений с $K \geq 5$	Максимальный энергетический класс $K = \lg E$	Преобладающее S-P	$\frac{A_s}{A_p}$	j
VI-XII 1970 г.	139	9,4	1,3 ÷ 1,8	6,3	0,48
1971 г.	326	10,2	0,6 ÷ 1,6	4,4	0,42
1972 г.	98	8,6	1,0 ÷ 1,6	3,7	0,63
1973 г.	83	8,8	0,8 ÷ 2,0	-	0,64

в интервале 0,9–2,0 сек. В связи с этим можно допустить предположение о расширении эпицентральной зоны в связи со снятием напряжений в результате извержения. Для 18 наиболее сильных землетрясений, зарегистрированных двумя и более региональными станциями Камчатки (не включая с/с "Карымская"), определены координаты очагов. Эпицентры вулcano-тектонических землетрясений (см. рис. 1а) в основном совпадают с основными тектоническими элементами Карымской кольцевой структуры, выделенными Б.В. Ивановым (1970). На рис. 1а видно, что северные эпицентры тяготеют к субширотному разлому Карымский–Малый Семячик, южные – к южной границе Карымской кольцевой структуры. Глубина эпицентров 0–10 км.

Изменение сейсмичности района Карымского (табл. 1), синхронное с изменением активности вулкана, указывает на наличие парагенетической связи вулcano-тектонических землетрясений с вулканизмом.

Сейсмические характеристики извержения. Путем сопоставления визуальных наблюдений с сейсмограммами установлено, что не менее 92% выбросов сопровождаются землетрясениями, которые регистрируются при увеличении $V = 5000$ и более на с/с "Карымская".

По форме записи взрывные землетрясения подразделяются на 4 подтипа (Токарев, Фирстов, 1967).

I подтип – характеризуется непродолжительной записью, уверенно выделяются вступления 4 групп волн, часто сопровождающихся воздушными волнами (см. рис. 2в).

II подтип – отличается от I наличием длительного шлейфа поверхностных волн, амплитуда смещения которых равна, а часто и больше амплитуды смещения в начальной части.

III подтип – мало отличается от землетрясений I подтипа, но землетрясения более слабые. Запись длится 30–40 сек.

IV подтип – похож на II, но в начальной части записи не выделяются вступления отдельных групп волн. Длительность отдельных землетрясений достигает 15 мин. Запись напоминает вулканическое дрожание.

Ранее (Токарев, Фирстов, 1967) было показано, что график повторяемости $\lg N = \gamma k + C$ взрывных землетрясений не является линейным. Как показал анализ большого статистического материала 1970–1973 гг.

эмпирические распределения энергетических классов ($K = \lg E$ дж) в месячных интервалах близки к нормальному, хотя асимметрия и эксцесс несколько отличны от нуля. Средний месячный энергетический класс за весь период наблюдений составил $K = 5,9 \pm 0,7$.

Нормальный вид распределений энергетических классов взрывных землетрясений указывает на существование оптимальных условий возникновения выброса. Чем больше отклонение от этих условий, тем меньше вероятность выброса. Изменения условий выброса (состояние верхней части магматического канала, свойств магмы, скорости ее поступления и т.д.) приводят к изменению среднестатистического значения K , а следовательно, и к суммарной энергии ΣE .

Число взрывных землетрясений (N_1), приведенное к суткам, и их энергия (ΣE) показаны на рис. 4а,б. Пунктирные линии — экспериментальные значения, сплошной линией изображены значения, осредненные методом скользящего среднего по трем суткам. На энергетической кривой выделяются два отрезка с конца ноября 1970 г. по апрель 1971 г. и с ноября 1971 г. по март 1972 г., где отмечается отсутствие резких вариаций. Первому соответствует начальная стадия роста купола в кратере вулкана, второму — период после излияния лавового потока в июле—декабре 1971 г. Число взрывных землетрясений в эти периоды составляло не менее 20 в сутки.

Стабильность в поведении энергетической кривой, по-видимому, можно интерпретировать как стационарность в режиме вулкана. Последняя определяется в первую очередь определенной скоростью выноса материала, когда создается равновесие между прочностью образующейся "пробки" и количеством материала, выбрасываемого вулканом, которое в эти периоды (см. рис. 6а) составляло $4 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$ т/час.

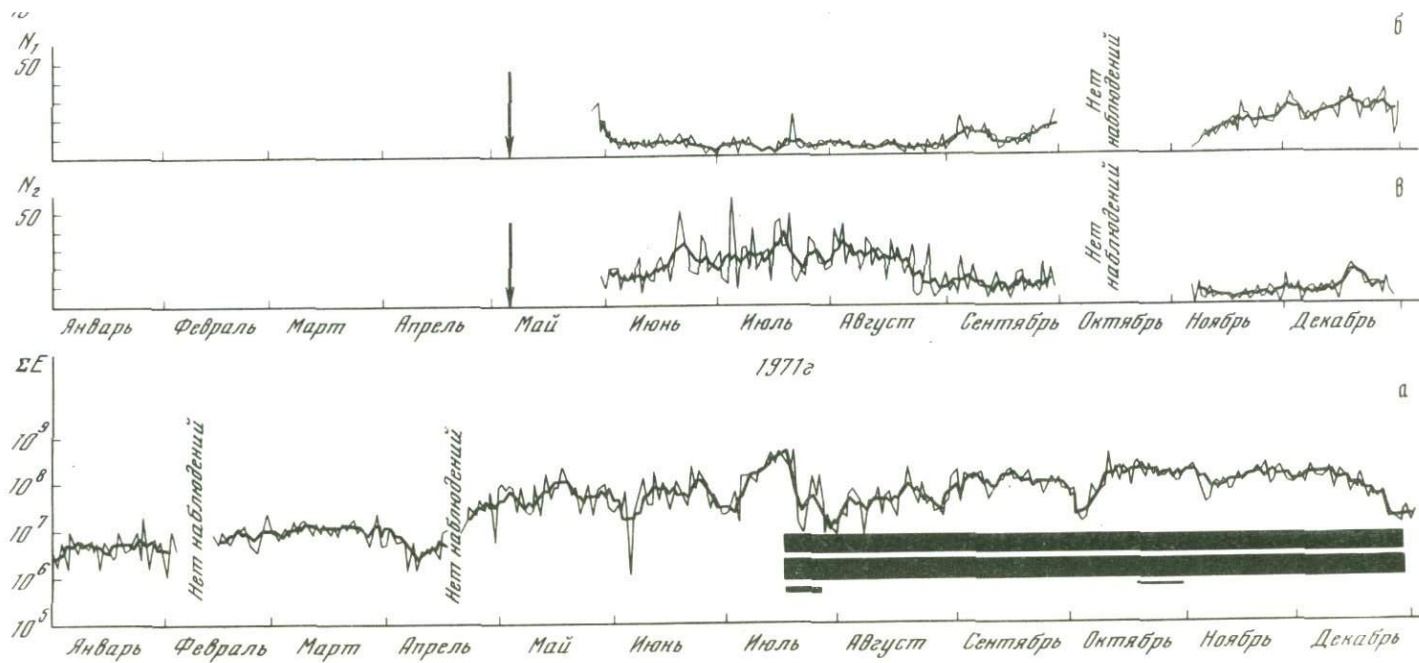
Как видно на рис. 4а,б, началу и концу излияния лавового потока соответствуют резкие ступени на энергетической кривой. Максимальное число землетрясений (N_1) приходится на сентябрь 1971 г. и соответствует середине эффузивно-эксплозивной стадии извержения. Излиянию лавового потока 13.VII 1971 г. предшествовало резкое возрастание числа взрывных землетрясений и суточной энергии.

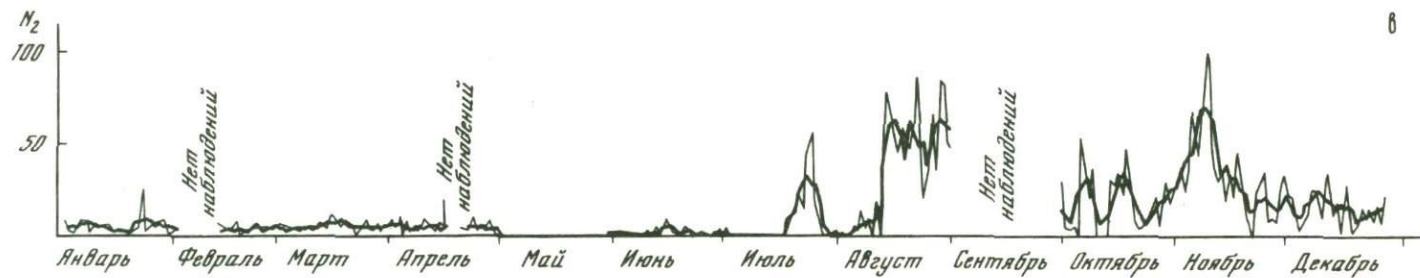
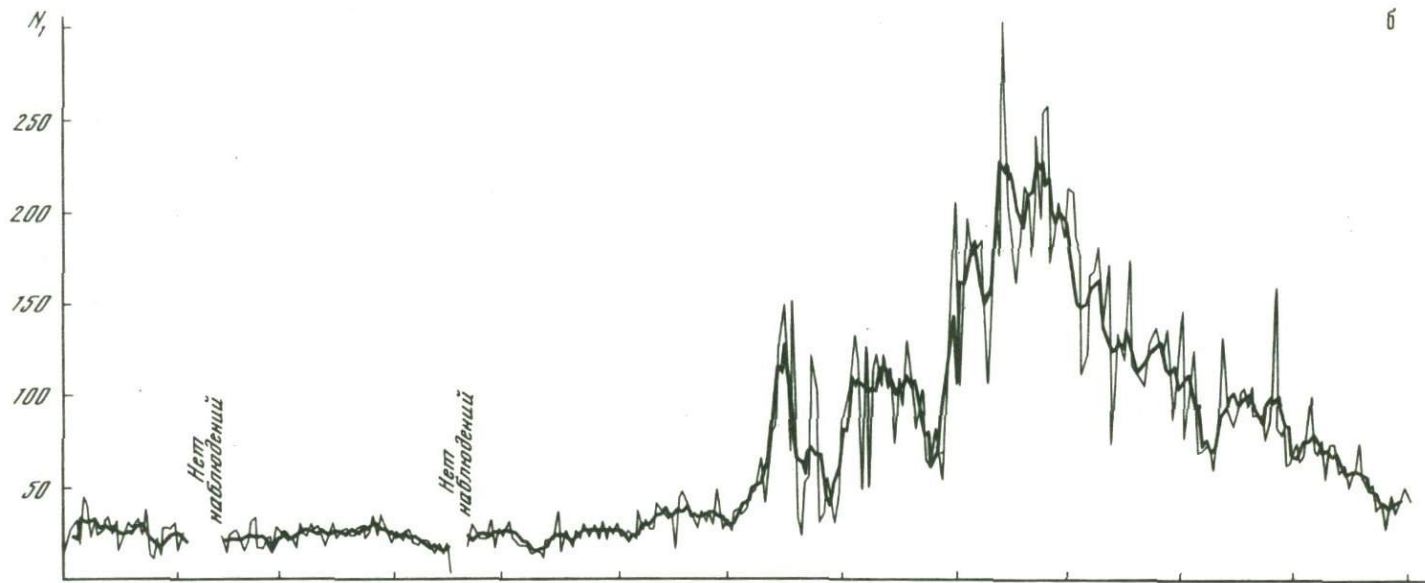
Среди большого разнообразия выбросов по визуальным наблюдениям выделяются выбросы двух разновидностей.

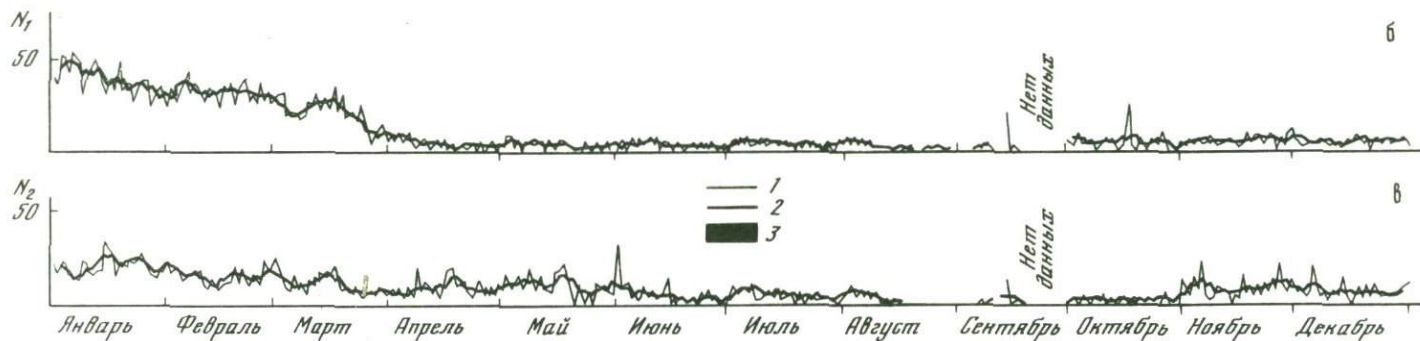
1. Кратковременные выбросы, как правило, сильные. Высота подъема эруптивной тучи не менее 1 км. Скорость фронта эруптивного облака в начальный момент, определенная по киносъемке, не менее 50 м/сек. По характеру разлета материала эти выбросы напоминают взрыв вещества (ВВ).

Такие выбросы определены нами как взрыв. Взрывам соответствуют землетрясения I подтипа, реже II.

2. При выбросах второй разновидности из кратера происходит продолжительное истечение пеплогазовой смеси со скоростью 10–30 м/сек. Выбросы второй разновидности можно отождествить с истечением многофазной смеси. Такие выбросы названы "продувками". Продувкам соответствуют землетрясения IV подтипа. Землетрясения II подтипа отражают выброс, начинающийся со взрыва и переходящий в продувку.







Р и с. 4. Характеристики сейсмической активности вулкана Карымского (1970–1972 гг.)

а – суммарная суточная энергия взрывных землетрясений (ΣE); б – число взрывных землетрясений в сутки (N_1); в – число вулканических землетрясений в сутки (N_2); 1 – экспериментальные значения; 2 – значения, сглаженные скользящим средним по трехсуточным интервалам; 3 – излияния лавовых потоков

Можно предположить следующее различие в механизме взрывов и продувок. Глубина заложения взрывов, по-видимому, больше, чем глубина заложения продувок. Продувки напоминают процесс, подобный прорыву газового факела во время взрыва ВВ при недостаточной забивке шурфа. Возникновению продувок способствует раздробленность верхней части магматического канала — "пробки", а также большая скорость отделения газов составляющей в магматическом канале. После того как вскрывается пробка, уменьшается гидростатическое давление в следующей по глубине части магматической колонны; это приводит к продолжению процесса. В результате для записей землетрясений II и IV подтипов характерны пакеты сейсмических волн длительностью до нескольких минут. Анализируя эти пакеты, можно оценить возможную миграцию очага генерации сейсмических волн вдоль магматической колонны.

Таким образом, отношение между подтипами взрывных землетрясений $a = \frac{\sum E(I + III)}{\sum E(II + IV)}$ характеризует тот или иной тип деятельности вулкана. Ежедневные значения величины a подвержены большим вариациям, поэтому нами рассматривались отношения a в месячных интервалах. На осредненной кривой (см. рис. 6а) видны осцилляции с периодом 6–8 месяцев, которые указывают на изменение характера извержения. Перед излиянием лавового потока намечается постепенное уменьшение a , а стационарному режиму деятельности вулкана соответствуют стабильные участки кривой.

Вулканические землетрясения, происходящие непосредственно в вулканической постройке, являются неотъемлемой частью извержений вулкана. Очаги вулканических землетрясений лежат в пределах конуса и располагаются не более чем в 2 км ниже уровня моря (Токарев и др., 1969). Для уточнения эпицентральной области вулканических землетрясений были установлены четыре выносных пункта (см. рис. 1а). Три выносных пункта — "Поток" (Птк), "Конус" (Кнс), "Мыс" (Мс) располагались вблизи конуса вулкана на высоте $H=900$ м, а четвертый — "Дайка" (Дк) располагался в 4 км от кратера. Выносные пункты имели избирательные характеристики с увеличением $V = 80-100$ тысяч на частоте 10 гц. Выносные пункты Птк, Мс были оснащены горизонтальными сейсмоприемниками СГКМ-3, а Кнс, Дк — вертикальными СВКМ-3. При достаточно больших амплитудах на частоте 10 гц уверенно выделялись вступления S-P волн вулканических землетрясений как на горизонтальных, так и на вертикальных каналах, причем они почти не записывались на выносном пункте Дк.

На рис. 5а показаны гистограммы значений S-P для трех выносных пунктов — Птк, Кнс, Мс. Все гистограммы имеют четкую асимметрию в сторону больших S-P, что, по-видимому, указывает на протяженность эпицентральной зоны по глубине. Для Птк и Кнс максимум значений S-P намечается в пределах 0,8–1,2 сек, а Мс имеет максимум 0,4–0,8 сек. Это показывает, что эпицентральная зона вулканических землетрясений смещена к западу относительно кратера.

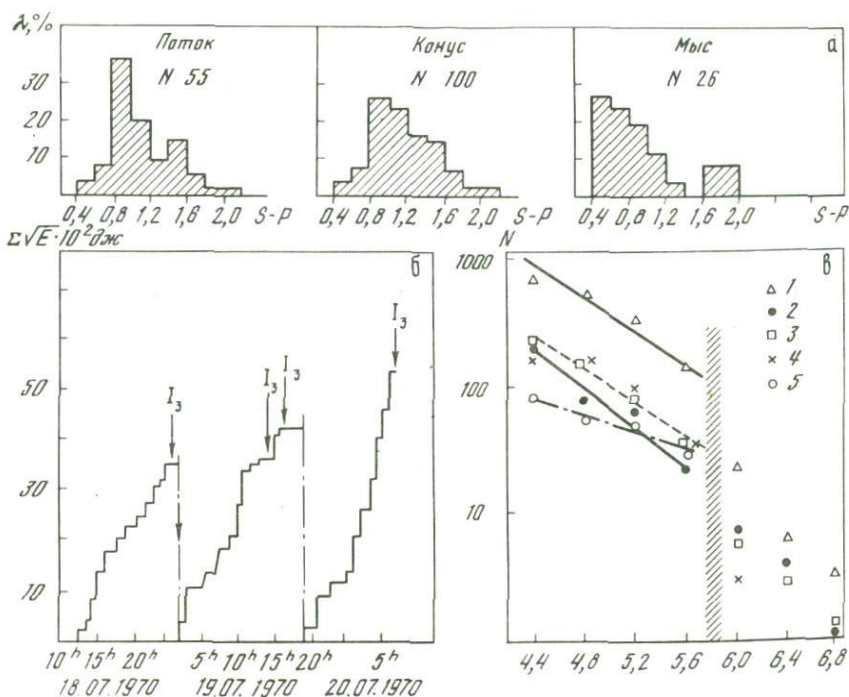


Рис. 5. Характеристики сейсмической активности вулкана Карымского

а — гистограммы значений $S-P$ вулканических землетрясений, записанных выносными пунктами; б — графики условных деформаций; в — графики повторяемости: 1 — 1970; 2 — июнь; 3 — июль; 4 — август; 5 — декабрь

На рис. 4в показано количество вулканических землетрясений (N_2), приведенное к суткам. В течение извержения регистрировался сейсмический фон, на котором выделяются два участка повышенной сейсмичности: в июне—декабре 1970 г. и в июле 1971 г. — марте 1972 г. В первый период наблюдалась умеренная эксплозивная деятельность вулкана после пароксизмального извержения в мае 1970 г. Второй период характеризуется изливанием лавового потока и умеренной эксплозивной деятельностью в январе—марте 1972 г. Возможно, вулканические землетрясения связаны с изменением поля напряжений вблизи системы "очаг—канал".

Это подтверждается тем, что в 1970 г. большое количество вулканических землетрясений регистрировалось перед редкими сильными выбросами взрывного характера. На рис. 5б приведены графики условных деформаций $\Sigma \sqrt{E}$ (дж) = $f(T)$ за 18—20 июля 1970 г. Качественно они напоминают графики условных деформаций землетрясений, предвещающих извержения вулкана Безымянного (Токарев, 1966).

Графики повторяемости ($\lg N = \gamma k + C$) вулканических землетрясений по месяцам (рис. 5в) имеют прямолинейный участок в пределах

$K = 4,4-5,6$. Землетрясения с $K < 4,4$ малопредставительны, а нарушение линейности для $K > 5,6$ требует специальных объяснений. Одной из возможных причин нарушения линейности может быть существование максимально предельного землетрясения. По-видимому, максимально предельная энергия вулканических землетрясений определяется строением вулканического аппарата и его состоянием. При увеличении давления происходит разрушение "пробки", что приводит к быстрому отделению газов в верхней части канала — происходит выброс. Следствием этого процесса является запаздывание выброса на 2–14 сек относительно начала соответствующего ему землетрясения, а также регистрирующихся иногда цуг колебаний перед взрывными землетрясениями.

Оценка количества извергнутого материала. Полного соответствия между силой выброса и энергией соответствующего взрывного землетрясения не наблюдалось. Однако анализ корреляционных соотношений между объемом выброшенного материала и энергией взрывных землетрясений за август 1965 г. показал значительную корреляцию между логарифмом объема выброшенного материала ($\lg V$) и логарифмом энергии соответствующего землетрясения $\lg E$ (Фирстов, 1972)

$$\lg V (\text{см}^3) = 0,4 \lg E (\text{дж}) + C.$$

Подобная линейная зависимость в билогарифмическом масштабе между максимальным расстоянием разлета вулканических бомб и максимальной амплитудой землетрясений была установлена для выбросов вулкана Сакурадзима (Tanaka, 1967). Для уточнения постоянно C в апреле 1971 г. по окончании снегопада определялась площадь зоны пеплопада, которая отчетливо просматривалась на снегу. Отбирались пробы по профилю поперек зоны пеплопада, подсчитывался объем выброшенного пепла, который сопоставлялся с суммарной сейсмической энергией взрывных землетрясений. На основании двух замеров были получены значения $C = 5,3$ и $C = 5,6$. Эти цифры не могут претендовать на большую точность, но тем не менее дают возможность судить об относительном изменении количества выброшенного материала в единицу времени ("расход" — термин предложен П.И. Токаревым). Для подсчета количества материала, выброшенного в виде взрывов за весь цикл активности (кроме $C = 6,3$), взяты предельные значения $C_1 = 5$; $C_2 = 6$. Путем использования зависимости $\lg V$ от $\lg E$ подсчитаны коэффициенты эксплозивности извержения вулкана в 1970–1973 гг. Коэффициент эксплозивности выражает процентное отношение рыхлых материалов ко всему извергнутому материалу (Ритман, 1964). Он был вычислен отдельно для пароксизмального извержения 11–14.V 1970 г. и для эксплозивно-эффузивного извержения VI 1970 г. — VI 1973 г. (табл. 2).

Месячный расход вулкана (рис. 6б) находился при значении коэффициента $C = 6$. В течение июня–августа 1970 г. расход уменьшился в пять раз. С сентября 1970 г. по июль 1971 г. расход резко возрос на два порядка. В этот период в кратере наблюдался рост купола. Во время эф-

Соотношения между рыхлым материалом и излившейся лавой извержения вулкана Карымского 1970–1973 гг.

Характер и период извержения	Продукты извержения	Количество материала, км ³		
		C = 5	C = 5,3	C = 6
Эксплозивно-эффузивное извержение, 1970–1973 гг.	Величина среднего выброса	$2,5 \cdot 10^{-8}$	$5,0 \cdot 10^{-8}$	$25 \cdot 10^{-8}$
	Пепел	0,0014	0,0028	0,014
	Лава	0,014		
	Коэффициенты эксплозивности	9	17	50
Пароксизмальное извержение, май 1970 г.	Пепел		0,0025	
	Лава		0,011	
	Коэффициент эксплозивности		18	
Коэффициент эксплозивности в целом для извержения V 1970 г. – VI 1973 г.		10	18	40

фузивно-эксплозивного извержения июль–декабрь 1971 г. расход за счет выбросов был самым высоким и составлял не менее 10^6 т/месяц. С января по сентябрь месячный расход резко уменьшился; после этого в ноябре произошло увеличение до $4 \cdot 10^5$ т/мес. На этом уровне расход сохранялся до конца извержения.

Таким образом, характер деятельности вулкана Карымского может быть описан рядом параметров сейсмического режима: суммарной энергией взрывных землетрясений (ΣE); числом взрывных землетрясений (N_1); числом вулканических землетрясений (N_2) и отношением взрывов к продувкам (α). Данные параметры зависят от состояния и процессов, происходящих в канале и периферическом очаге.

Выводы. 1. Сейсмический режим района вулкана Карымского определяется пространственно-временными и энергетическими характеристиками вулкано-тектонических землетрясений. Наблюдается синхронность между сейсмичностью района и активностью вулкана. Ежегодные сейсмические характеристики вулкано-тектонических землетрясений имеют закономерные тенденции: коэффициент γ – к увеличению,

отношение $\frac{A_s}{A_p}$ – к уменьшению. Предполагается наличие генетической

связи вулкано-тектонических землетрясений с тектоникой района и парагенетической связи с вулканизмом.

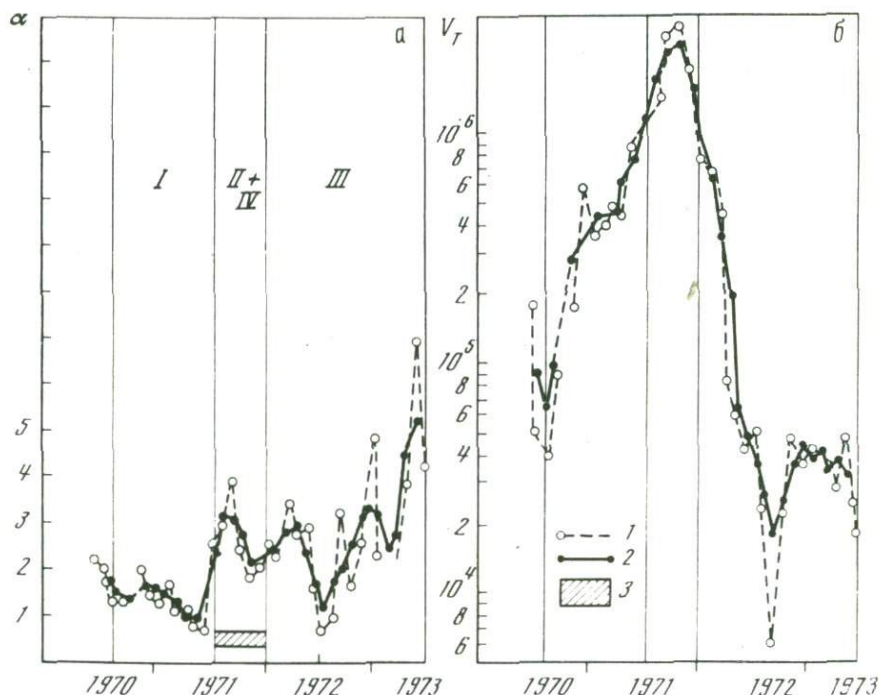


Рис. 6. Характеристики сейсмической активности вулкана Карымского
 а — кривая отношения месячной суммы числа взрывных землетрясений I и III подтипов к сумме II и IV подтипов; б — месячный расход вулкана; 1 — экспериментальные значения; 2 — значения, сглаженные скользящим средним по трехмесячным интервалам, 3 — излияния лавовых потоков

2. Извержение вулкана Карымского в течение июня 1970 г. — июня 1973 г. носило умеренный эксплозивный характер. Количество выброшенного материала в виде пепла оценивается $1,4 \cdot 10^5 - 1,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Характер извержения вулкана описывается рядом сейсмических параметров вулканических и взрывных землетрясений, которые могут служить прогностическими признаками в изменении деятельности вулкана с долговременным периодом извержений.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.Н., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М., "Наука", 1968.
- Горшков Г.С. Вулканическое дрожание, связанное с прорывами кратера Былинкиной. — Бюл. вулканол. станций, 1954, № 23.
- Дубик Ю.М., Огородов Н.В., Абдурахманов А.И. и др. Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымского в мае 1970 г. — Бюл. вулканол. станций, 1972, № 48.

- Зубин М.И., Иванов Б.В., Штейнберг Г.С. Глубинное строение Карымского вулкана и некоторые вопросы генезиса кальдеры. — "Геология и геофизика", 1971, № 1.
- Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., "Наука", 1970.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., "Наука", 1966.
- Токарев П.И., Фирстов П.П. Сейсмологические исследования вулкана Карымского. — Бюл. вулканол. станций, 1967, № 43.
- Токарев П.И., Фирстов П.П., Лемзиков В.К. Сейсмологические исследования на вулкане Карымском в 1966 г. — Бюл. вулканол. станций, 1969, № 45.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965–1968 гг.). — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Фирстов П.П. Об оценке выбрасываемого материала во время умеренной деятельности вулкана Карымского по сейсмическому эффекту. — В кн.: Материалы второй конференции молодых ученых и специалистов Камчатки (июнь 1970 г.). Петропавловск-Камчатский, 1972.
- Minakami T. Fundamental research for predicting volcanic eruptions (P. 1). — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1960, v. 38, N 4.
- Tanaka Y. On the Explosion-earthquake at the Volcano Sakurazima. — Bull. of the Volcanol. Soc. Japan, 1967, v. 12, N 1.

А.М. Городницкий, С.А. Ушаков

Институт океанологии АН СССР

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ

На протяжении последних десятилетий в различных районах Мирового океана выявлено большое количество подводных гор, по большей части являющихся вулканами. Их число, по данным Менарда (1971), только в Тихом океане составляет более 10^4 , а в других океанах не подсчитывалось.

Такое широкое распространение подводных вулканов представляет значительный интерес для исследования процессов подводного вулканизма, а также для изучения возникновения и последующего развития океанической коры в целом.

Необходимо отметить, однако, что число подводных вулканов, обследованных геолого-геофизическими методами, составляет всего около 1% от их общего количества.

Районы геолого-геофизического изучения подводных вулканов также расположены крайне неравномерно. Наиболее изучены морскими геофизическими методами подводные вулканы Северной Атлантики (районы Срединно-Атлантического хребта, подводные горы Новой Англии и Углового поднятия, подводные горы Азоро-Гибралтарской тектонической зоны) и некоторых районов западной части Тихого океана. Наименее изучены в этом отношении Индийский, Северный Ледовитый и Южные моря.

На основе анализа результатов гравиметрических и магнитных съемок, выполненных над подводными вулканами, нами была предпринята по-

Основные геолого-геофизические

Региональная вмещающая структура	Характер расположения вулканов	Форма	Петрографический состав вулканических продуктов	Число обследованных гор	Физические свойства		
					плотность, г/см		
					гора	корень	
Срединный хребет	Вдоль хребта	Конусы мало эродированные	Толеитовые базальты	96	2,6	—	
Региональные разломы в котловинах	Цепочки вдоль разломов	Конусы, усеченные конусы, гайоты	Базальты от толеитовых до щелочных	124	2,3–2,6	3,0–3,2	
Островные дуги	Вдоль линии дуги	Конусы, усеченные конусы, купола сильно эродированные	Андезиты	78	Андезит 2,47 Туфы 1,77	—	

пытка исследовать структуру аномальных геофизических полей для различных вулканических районов Мирового океана с целью изучения их геологического строения. Для этого были использованы данные геолого-геофизического изучения около 300 подводных вулканов и близких к ним по генезису островов, проведенного советскими и зарубежными исследователями.

Обобщение и анализ данных по геофизическому изучению подводных гор, а также материалы, полученные нами при геомагнитных съемках в Атлантическом и Тихом океанах, позволяют систематизировать основные характеристики гравитационного и магнитного полей над подводными вулканами и исследовать связь структуры этих полей с глубинным геологическим строением вулканов и их тектонической принадлежностью.

Изучение пространственного распределения подводных вулканов и их связи с морфоструктурами первого порядка позволяет разделить их на три основных типа, связанных с тремя главными морфотектоническими провинциями океанического дна: срединными хребтами, глубоководными котловинами внутренних районов океана и системами островных дуг.

С позиций современной теории тектоники мобильных литосферных плит могут быть выделены подводные вулканы тыловой границы плиты (гребневые части срединно-океанических хребтов вблизи рифтовых зон), боковых границ плиты (трансформные разломы и связанные с ними системы дизъюнктивных нарушений) и фронтальной границы плиты (зоны Заварицкого — Бениофа).

Анализ геофизических данных позволил установить, что три выделяемых нами типа подводных вулканов имеют отличия в структуре гравитационного и магнитного полей, что дает возможность высказать предположение об их различной тектоногенетической природе.

пород		Гравитационные аномалии		Магнитные аномалии	
намагниченность, ед. СГСМ		Буге	Фая	Амплитуда	Основной источник
гора	корень				
$20-50 \cdot 10^{-3}$	Нет	Нет	До +50 мгл	До 500 гамм	Гора
$20-40 \cdot 10^{-3}$	$30-50 \cdot 10^{-3}$	До +300 мгл	До +60 мгл	До 1000гамм	Вулканический корень
$1-10 \cdot 10^{-3}$	-	До -60 мгл	До +100мгл	До 1000 гамм	Гора

В таблице приведены основные геолого-геофизические характеристики трех выделенных типов подводных вулканов.

Рассмотрим кратко особенности структуры гравитационного и магнитного полей для каждого из типов.

Данные детальных батиметрических съемок, выполненных в различных районах осевой части Срединно-Атлантического хребта, хребта Рейкьянес и Восточно-Тихоокеанского поднятия, показали, что подводные горы первого типа локализуются главным образом в зоне гребня хребта и по системам параллельных разломов на его склонах. Они представляют собой конусовидные вулканические постройки высотой не более 2-2,5 км и диаметром основания менее 30 км.

Петрографические исследования образцов, отобранных с вершин подводных вулканов срединных хребтов, показали, что они сложены высокоглиноземистыми оливиновыми базальтами и толеитами со средней плотностью 2,6 г/см³ и интенсивностью намагничивания $3-5 \times 10^{-2}$ ед СГСМ (Vogt, Ostenso, 1966).

Анализ результатов морских гравиметрических съемок (Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965; Worzel, 1963) позволил установить, что для районов осевой части Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия характерны интенсивные положительные аномалии Фая, хорошо коррелирующиеся с рельефом.

В то же время на аномалиях в редукции Буге подводные горы практически не проявляются, что свидетельствует об отсутствии гравитационного эффекта их вулканических корней.

Результаты многочисленных геомагнитных съемок в районах срединных хребтов позволили установить, что на фоне знакопеременного

поля с полосчатой структурой, характерного для срединно-океанических хребтов, отчетливо выделяются локальные аномалии, непосредственно связанные с вулканами (Vogt, Ostenso, 1966; Talwani et al., 1968).

Интерпретация полученных материалов на основе подбора эквивалентных моделей в двух- и трехмерном вариантах показала, что локальные аномалии магнитного поля, приуроченные к подводным вулканам, с амплитудой 400–500 гамм, как правило, связаны с рельефом вулканических построек. Влияние вулканических корней в магнитном поле практически незаметно.

В глубоководных котловинах внутренних районов океана подводные вулканы обычно вытянуты в виде цепочек вдоль трансформных разломов и связанных с ними дизъюнктивных нарушений, являющихся главными "горовмещающими" структурами.

В Тихом океане к этому типу вулканов относятся подводные горы, вытянутые вдоль разлома Меррей, Императорские подводные горы, подводные горы Пратт-Уэлкер; в Атлантическом океане — подводные горы Новой Англии, Азоро-Гибралтарской зоны и т.д.

Кроме того, в глубоководных котловинах Тихого океана установлено большое число так называемых гайотов — изолированных подводных вулканов с плоскими вершинами и глубиной вершин до 2 км от уровня моря.

Данные драгирования, сейсмоакустики и подводного фотографирования показали, что на вершинах подводных вулканов этого типа современные отложения развиты незначительно. Сами вулканические постройки сложены базальтами, состав которых меняется от толеитовых до щелочных. Исследование физических свойств базальтов показало, что они характеризуются плотностью 2,3–2,6 г/см³ и намагниченностью 0,02–0,07 ед. СГСМ при средних значениях фактора Кенигсбергера 10–20.

Анализ результатов морских гравиметрических съемок, проведенных над вулканами глубоководных котловин, а также наземных гравиметрических съемок на вулканических островах (Woollard, 1951; Harrison, Brisbin, 1959; Kinoshita, 1963; Woodward, 1970; Малахов, 1972) показал, что структура аномального гравитационного поля для вулканов этого типа существенно отлична от вулканов провинции срединных хребтов. Главным ее отличием является наличие положительной аномалии Буге над центральной частью вулкана. Положительные аномалии Буге с амплитудой 200–300 мГл, связанные с эруптивными каналами, заполненными породами с расчетной плотностью 3,0–3,2 г/см³, установлены для районов кальдер на Гавайских островах (о. Оаху), для гайота Хантер в Тасмановом море, для атоллов Лисянского, Мидуэй и многих других. Над подводными и надводными вулканами этого типа отмечаются также аномалии Фая с амплитудой в несколько десятков мГл, связанные непосредственно с рельефом вулканических построек.

Аномальное магнитное поле над подводными и надводными вулканами внутренних районов Мирового океана имеет сложный характер. В большинстве случаев над вулканами зафиксированы аномалии маг-

нитного поля с амплитудами 400–600 гамм, зависящими, как показывает анализ, от глубины вулкана от поверхности воды. Такие аномалии были выявлены при гидромагнитных съемках, выполненных нами над рядом подводных вулканов в Северной Атлантике в 1965–1970 гг. (Грейт-Метеор, Йер, Эрвинг, Ампер, Эндевор, Крузенштерн), а также при гидромагнитных съемках над подводными вулканами в западной части Тихого океана в 11 и 12 рейсах нис "Дмитрий Менделеев".

Следует отметить, что в ряде случаев аномалии магнитного поля над подводными вулканами глубоководных котловин имеют отрицательный знак, либо совсем не устанавливаются.

На основе обобщения материалов геомагнитного изучения подводных вулканов нами была предложена геомагнитная классификация подводных гор (Деменицкая и др., 1967).

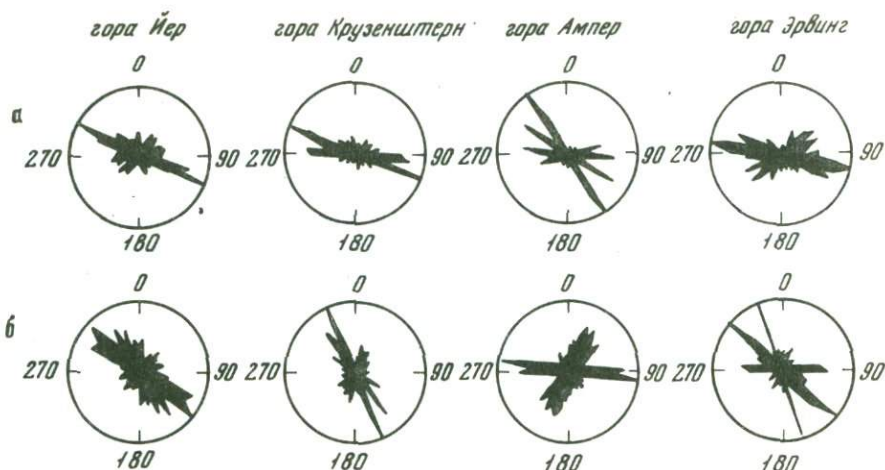
Детальное изучение и анализ структуры аномального магнитного поля над подводными и надводными вулканами позволило установить, что для районов глубоководных котловин наблюдаемая аномалия магнитного поля является результатом суперпозиции аномалий от самой вулканической постройки и ее вулканического корня.

С целью разделения аномалий, вызванных рельефом вулканов и их корнями, нами использовались различные методы интерпретации: подбор эквивалентных моделей вулканов и их корней на основе использования ЭВМ, трансформация поля вверх, а также совместная статистическая обработка карт изодинам магнитного поля и батиметрических схем (Городницкий, Литвинов, 1973).

На рисунке (а) приведены розы преобладающего направления простирания изодинам аномального магнитного поля (ΔT)а и изобат (б), построенные нами по результатам статистического анализа данных детальных гидромагнитных съемок и промера над подводными вулканами Азоро-Гибралтарской тектонической зоны в Северной Атлантике (Городницкий, 1976). Как видно на рисунке, только для подводного вулкана Йер отмечается соответствие направлений изолиний (ΔT)а и рельефа, указывающее на то, что аномалия магнитного поля связана с рельефом вулканической постройки. Для остальных вулканов наблюдается несоответствие роз изолиний аномального магнитного поля и рельефа, свидетельствующее о том, что главными аномалообразующими объектами являются не сами вулканы, а их эруптивные каналы. Это подтверждается также результатами моделирования. Эффективная намагниченность вулканических корней при подборе моделей составила 0,03–0,05 ед. СГСМ.

Таким образом, аномалии гравитационного и магнитного полей для вулканов глубоководных районов океана связаны в основном не с рельефом гор, а с их вулканическими корнями.

Подводные вулканы провинции переходных зон расположены в районах формирования островных дуг и желобов и генетически связаны с проявлениями андезитового вулканизма. К ним относятся в первую очередь подводные вулканы Тихоокеанского вулканического кольца.



Геоманнитное изучение подводных вулканов Азоро-Гибралтарской тектонической зоны

а — розы преобладающих направлений изодинам (ΔT) для этих вулканов; б — розы изобат для них же

Петрографическое изучение образцов, отобранных при драгировании, показывает, что вулканы сложены главным образом андезитами с плотностью $2,47 \text{ г/см}^3$ и средними значениями намагниченности, не превышающими 0,01 ед. СГСМ.

Различная величина средней намагниченности океанических базальтов ($> 0,02$ ед. СГСМ) и андезитов ($< 0,01$ ед. СГСМ) позволила использовать расчет эффективной намагниченности по данным детальных гидромагнитных съемок над подводными вулканами для их косвенного разделения на вулканы андезитового и базальтового ряда (Городницкий, 1970).

Характерной особенностью структуры аномалий гравитационного поля над подводными и надводными вулканами провинции переходных зон является наличие локальных отрицательных аномалий Буге с амплитудой, составляющей первые десятки гамм над кальдерами вулканов (Jokoyama, 1963; Reilly, 1965; Woodward, 1972).

Отрицательные аномалии, отмеченные для ряда вулканов Японских островов, Новой Зеландии, Курильской дуги и Камчатки, связаны с тем, что кальдеры вулканов, сложенных андезитами с плотностью $2,47 \text{ г/см}^3$, до глубины нескольких километров заполнены пирокластическим материалом с плотностью $1,77 \text{ г/см}^3$.

Аномалии магнитного поля над наземными и подводными вулканами в области переходных зон характеризуются значительными амплитудами (до 1000 гамм), обусловленными, по-видимому, относительно малыми высотами съемки над вершинами вулканов (Stenberg, Rivosh, 1965; Gerard, Lawrie, 1955).

Сопоставление данных аэро- и гидромагнитных съемок с результатами моделирования показывает, что в большинстве случаев аномалии магнитного поля связаны с рельефом вулканических построек, а глубинные вулканические корни в магнитном поле не проявляются.

Размеры аномалий магнитного поля, как правило, соизмеримы с размерами оснований вулканов.

Таким образом, анализ структуры гравитационного и магнитного полей над подводными вулканами указывает на возможность их разделения на три основных типа, существенно отличающихся по своим геолого-геофизическим характеристикам, приведенным в таблице. Это дает возможность высказать предположение о различной тектоногенетической природе выделенных типов подводных вулканов.

В свете этого значительный интерес представляют исследования Г.С. Горшкова (1963, 1974), свидетельствующие о существенном петрохимическом отличии вулканических образований системы срединно-океанических хребтов и внутренних районов океанов и подтверждающие приведенное нами геофизическое разделение.

Следует отметить, что предполагаемая классификация является сугубо предварительной и в дальнейшем должна быть существенно дополнена и уточнена на основе последующего изучения подводных вулканов.

Вместе с тем она позволяет систематизировать большую часть материалов геолого-геофизического исследования вулканов различных районов Мирового океана и указывает на возможность эффективного использования этих данных для изучения геологического строения подводных вулканов и их тектоногенетической связи с возникновением и развитием океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Городницкий А.М.* О природе аномального магнитного поля над подводными горами. — В кн.: Проблемы Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1970.
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М.* Статистический анализ результатов площадных магнитных съемок над подводными горами. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, 1973, № 8.
- Горшков Г.С.* Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г.С.* Новая глобальная тектоника и вулканизм. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. М., "Наука", 1974.
- Деменицкая Р.М., Городницкий А.М., Гуревич Н.И., Карасик А.М., Трубячинский Н.Н.* Магнитное поле подводных гор. — "Геомagnetизм и аэрoномия", 1967, № 5.
- Малахов А.* Гравитационные аномалии вулканических районов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Наука", 1972.
- Менард Г.У.* Глубоководное дно океана. — В кн.: Океан. М., "Наука", 1971.
- Gerard V.B., Lawrie J.A.* Aerowagnetic surveys in New Zealand. — New Zealand Dept. Sci. Ind. Res. Geophys., mem. 3, 1955.
- Harrison J.C., Brisbin W.C.* Gravity anomalies off the west Coast of North America: Seamount Jasper. — Bull. Geol. Soc. Am., 1959.
- Kinoshita W.T. et al.* Gravity survey of the Island of Hawaji. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1963.

- Reilly W.I.* Gravity map of New Zealand Bouger anomalies. – New Zealand Dept. Sci. Ind. Res. Geophys. Wellington, 1965.
- Stenberg G.S., Rivosh L.A.* Geophysical study of the Kamchatka volcanoes. – J. Geophys. Res., 1965, v. 70.
- Talwani M. et al.* Recent geophysical studies on the Reykjanes ridge. – Trans. Am. Geophys. Union, 1968, v. 49.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M.* Crustal structure of the mid ocean ridges. – J. Geophys. Res., 1965, v. 70(2).
- Vogt P.R., Ostenso N.A.* Magnetic Survey over the Mid-Atlantic ridge between 42° and 47°N. – J. Geophys. Res., 1966, v. 71.
- Woodward D.J.* Gravity and Magnetic anomalies over the Derwent-Hunter Guyot. Tasman Sea. – New Zealand J. of geology and geophysics, 1970.
- Woollard G.P.* A gravity reconnaissance of the Island of Oahu. – Trans. Am. Geophys. Union, 1951, v. 32.
- Worzel J.L., Harrison J.C.* Gravity at Sea. – The Sea, N 3. New York, 1963.
- Yokoyama J.* Structure of caldera and gravity anomaly. – Bull. Volcanol., 1963, t. XXVI.

Часть III

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И ПРОБЛЕМЫ ЦИКЛИЧНОСТИ

О.Б. Селянгин

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

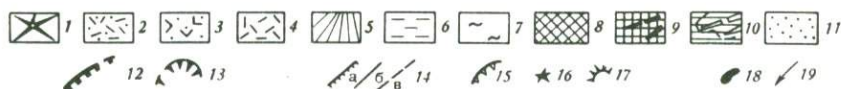
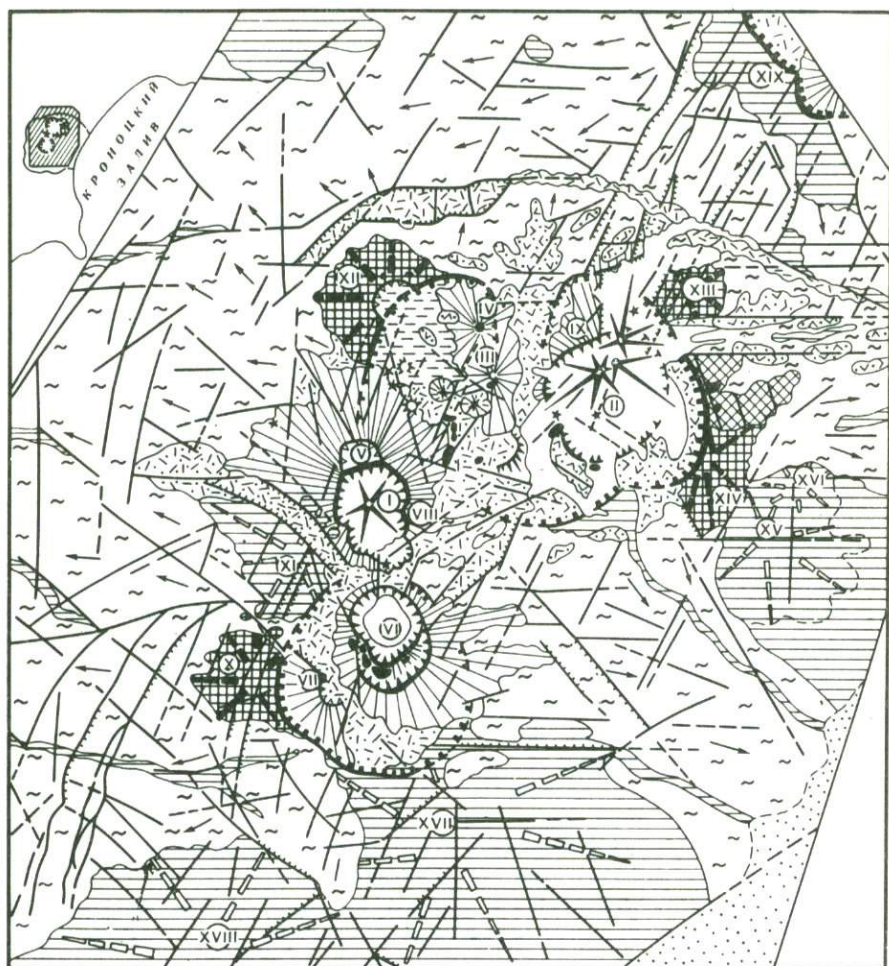
ЭВОЛЮЦИЯ КАЛЬДЕРНОГО КОМПЛЕКСА, РИТМИЧНОСТЬ И НАПРАВЛЕННОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В КАРЫМСКОЙ ГРУППЕ ВУЛКАНОВ, КАМЧАТКА

На фоне общих закономерностей, устанавливаемых при анализе ритмичности (цикличности) вулканизма для крупных отрезков времени и для обширных регионов (Власов, 1967; Эрлих, Мелекесцев, 1973а), представляется важным более пристальное рассмотрение отдельного, активного донныне вулканического центра. Работа основана на результатах геолого-петрологического изучения Карымской группы вулканов, составляющей одно из звеньев Восточной вулканической зоны Камчатки. Новые данные о последовательности этапов основного и кислого вулканизма, связанного с длительно развивающейся структурой центрального типа, позволили выявить пульсационно-ритмический характер развития вулканического процесса в Карымской группе на протяжении четвертичного времени (Селянгин, 1974).

Фундаментом вулканической группы является полого наклоненная к океану эффузивно-пирокластическая толща плиоцена – начала плейстоцена, включающая разнообразные вулканы от дацитовых игнимбри-тов до базальтов. Породам основания свойственна обратная намагниченность, что при положительной в основном намагниченности продуктов вулканизма Карымской группы позволяет отнести начало ее развития ко времени незадолго перед инверсией магнитного поля, т.е. около 700 тыс. лет назад (палеомагнитные данные А.С. Цикунова, А.П. Горшкова, В.В. Кочегуры).

Пароксизмальные вспышки кислого вулканизма¹ и кальдерообразования разделяют четвертичный вулканический процесс на три крупных ритма: ранне-среднеплейстоценовый, позднеплейстоценовый и позд-

¹ Термин "кислый вулканизм" здесь вслед за Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым (1973б) используется в расширенном понимании – как совокупность вулканических процессов, связанных с извержением крупных масс пирокластического материала с составами от липаритов до андезитов, обычно сопровождающихся образованием вулcano-тектонических структур.



Р и с. 1. Структурно-геологическая схема района Карымской группы вулканов
 1 — современные вулканы; 2—3 — голоценовые-позднеплейстоценовые отложения второго этапа кальдерообразующих и извержений; 2 — пемзы кальдер вулканов Карымского и Академии наук, 3 — агломеративные туфы кальдеры Малого Семячика; 4 — спекшиеся пемзовые туфы; 5 — вулканы позднеплейстоценового возраста; 6 — кальдерно-озерные отложения среднего-позднего плейстоцена; среднеплейстоценовые кислые вулканиды, связанные с кальдерами первого этапа: 7 — игнимбриды; 8 — лавы дацитов (8); 9—10 — докальдерный комплекс; 9 — стратовулканы раннего-среднего плейстоцена, 10 — раннеплейстоценовые стратовулканы и плато-лавы цоколя; 11 — рыхлае отложения приморской низменности; 12 — кальдерные уступы; 13 — положение кольцевых разломов древней и молодой групп кальдер; 14 — разломы: а — с выраженным в рельефе смещением

неплейстоценовый — современный. Датировка их нуждается в более строгом обосновании, поскольку базируется на корреляции данных геологического картирования, геоморфологии, тефрохронологии и единичных определений абсолютного возраста в сопоставлении с сопредельными районами. Однако имеющиеся данные, а также комплексное датирование и субсинхронность крупнейшей среднеплейстоценовой вспышки кислого вулканизма на Камчатке (Мелекесцев и др., 1971; Эрлих, Мелекесцев, 1973а) позволяют считать принятые границы ритмов достаточно точными для первого приближения к анализу направленности вулканизма.

Начало I ритма включает этапы формирования докальдерного комплекса: плато-лав с подчиненным количеством пирокластики, образующих цоколь, и стратовулканов, по степени сохранности построек разделенных на две группы с условной датировкой ранним и ранним-средним плейстоценом (рис. 1). Все эти образования сложены породами базальт-андезитобазальтового ряда, более кислые дифференциаты в отдельных лавовых горизонтах и вершинных экструзиях составляют незначительные объемы.

С развитием докальдерного комплекса сформировалась обширная, 50×60 км, аккумулятивная возвышенность в пределах выделенной ранее (Эрлих, 1966) Жупановской кольцевой структуры. Два эти элемента образуют морфоструктуру первого порядка для Карымского района.

I ритм завершился во второй половине среднего плейстоцена крупнейшим пароксизмом кислого вулканизма с образованием обширных покровов игнимбритов и крупной, 20×30 км, Карымско-Семячинской кальдерной депрессии. Последняя представляет собой ассоциацию трех кальдер обрушения диаметром 10–12 км и сопряженных с ними секторных грабен. По фрагментам вулканических построек, слагающих наиболее выраженные в рельефе участки кольцевых разломов, они названы соответственно кальдерами Крайнего, Стены и Соболиного. Кальдера Крайнего относительно автономна, в то время как кальдеры Стены и Соболиного, разделенные узким устойчивым блоком, возможно, образуют единую структуру, подобную кальдере Санторина, по Рекку (Луцицкий, 1971). В течение некоторого времени кальдеры являлись бассейнами аккумуляции пирокластических и вулканогенно-осадочных отложений озерного типа.

Окончание подписи к рис. 2

нием блоков; б — малоамплитудные и с неустановленным характером смещения; в — погребенные и предполагаемые; 15 — взрывные кратеры; 16 — шлаковые конусы и лавовые купола; 17 — маары; 18 — экструзии; 19 — направление распространения пирокластических покровов

Вулканы Карымской группы: I — Карымский; II — Малый Семячик; III — Сухой; IV — Ступенчатый Бастион; V — Двор; VI — Академии наук; VII — Белякина; VIII — древний Карымский; X — пра-Семячик; X — Крайний; XI — Разлатый; XII — Соболиный; XIII — Березовый; XIV — Стена; XV — Прибрежный Южный; XVI — Прибрежный Северный; XVII — Дитмара; XVIII — Жупановские востряки; XIX — кальдерный комплекс Большого Семячика. На врезке: положение района исследований и граница Жупановской кольцевой структуры

Игнимбриты образуют сложный покров из 3—4 остывших единиц, сливающийся на севере в единую аккумулятивную поверхность с аналогичными и субсинхронными образованиями районов кальдер Большого Семячика и Узона (Мелекесцев и др., 1971). Радиальный характер распространения полей игнимбритов вокруг депрессии, периклинальное строение их толщи, "затопляющей" древний рельеф, свидетельствуют о несомненной парагенетической связи их с этой структурой обрушения и размещения аппаратов извержения кислой пироклаستي в пределах кальдер. Площадь распространения игнимбритов, тяготеющих к Карымско-Семячинской кальдерной депрессии, оценивается в 2000 км² при средней мощности покрова 50—60 м и максимальной до 200 м. Состав игнимбритов варьирует от андезитов до липарито-дацитов, в среднем отвечая дациту. Более кислые разности при этом тяготеют к подошвам остывших единиц (Иванов, 1969).

II ритм вулканизма развивается в структурном подчинении Карымско-Семячинской депрессии, различном для отдельных ее частей. В верхнем плейстоцене сформировались крупные стратовулканы, сложенные базальтами и андезито-базальтами: пра-Семячик, Академии наук и Белянкина, Двор и Древний Карымский. Первые эксцентрично разместились в кальдерах Стены и Крайнего, а Двор и Древний Карымский заняли шовное положение на западной границе депрессии — видимо, в грабене, соединявшем кальдеры Крайнего и Соболиного. В последней развивался незначительный по масштабу вулканизм многовыходного типа с образованием мааров, шлаковых конусов и экструзий. Небольшие, объемом ~ 4 км³ лавовые андезитовые вулканы Сухой и Ступенчатый Бастион обрамляют восточный фланг кальдеры.

Развитие отмеченных крупных стратовулканов завершилось вторым в Карымской группе этапом кислого вулканизма и образованием молодых кальдер: Академии наук (Карымского озера, диаметр 5 км) и Малого Семячика (7 км) в конце позднего плейстоцена, Карымского вулкана (5 км) в голоцене. Отложения, генетически связанные с этими кальдерами, представлены в основном неспекшейся пирокластикой — пемзами и агломератовыми туфами. Последние на Малом Семячике имеют игнимбритовую фацию, локально развитую в основании толщи. Пемзы, коррелятные кальдере Академии наук, в верхах разреза переслаиваются с отложениями второй фазы верхнечетвертичного оледенения, а агломераты кальдеры Малого Семячика перекрывают морену этого же возраста у северного подножия древней постройки. Возраст пемз и кальдеры Карымского вулкана по радиоуглеродной датировке равен 7450±200 лет (ГИН-320, Иванов, 1970).

Состав пирокластики кальдерообразующих извержений, завершающих II ритм вулканизма Карымской группы, в среднем отвечает андезитам для кальдеры Малого Семячика и дацитам для кальдер Академии наук и Карымского, более кислые разности развиты в основаниях покровов. Объемы пирокластики соответственно составляют 8, 6 и 6 км³.

III ритм представлен ныне действующими внутрикальдерными вулканами Карымским и Малым Семячиком. В кальдере Академии наук, занятой Карымским озером, вулканизм современного этапа не проявился.

Эволюция современных вулканов Карымского и Малого Семячика существенно различна. Первый, наиболее молодой в Карымской группе, является простым стратовулканом и сложен близкими по составу породами ряда дацит—андезит, по существу продолжающими антидромную последовательность выбросов, сопровождавших образование кальдеры (реликтовый вулканизм). По химизму своих продуктов Карымский относится еще ко II ритму и как бы растягивает его завершение.

Малый Семячик прошел более длительную и сложную эволюцию вещества и морфологии постройки. Он представляет собой вулканический хребет из трех последовательно сросшихся конусов, самый молодой из которых по возрасту равен вулкану Карымскому (тефрохронологические данные О.А. Брайцевой и И.А. Егоровой). Два более древних конуса сложены базальтами и завершили свою деятельность небольшими порциями андезитов и дацитов. В молодой, ныне активной части постройки преобладают андезито-базальты.

Таким образом, первые два ритма вулканизма Карымской группы характеризуются одинаковой гомодромной направленностью эволюции вещества, завершение их сопровождалось однотипными структурными преобразованиями — формированием кальдер. В III ритме эти признаки существенно дифференцируются, базальтовый вулканизм возобновляется лишь на Малом Семячике, распадаясь на серию коротких гомодромных ритмов, а преобразование магмопроводящей структуры между ними сводится к миграции питающего канала. Существенной особенностью последнего этапа деятельность Малого Семячика являются части гавайского или скорее исландского типа извержений, выраженные следами лавового озера в провальном рифтообразном вершинном кратере и обильным излиянием кислых железистых андезито-базальтов.

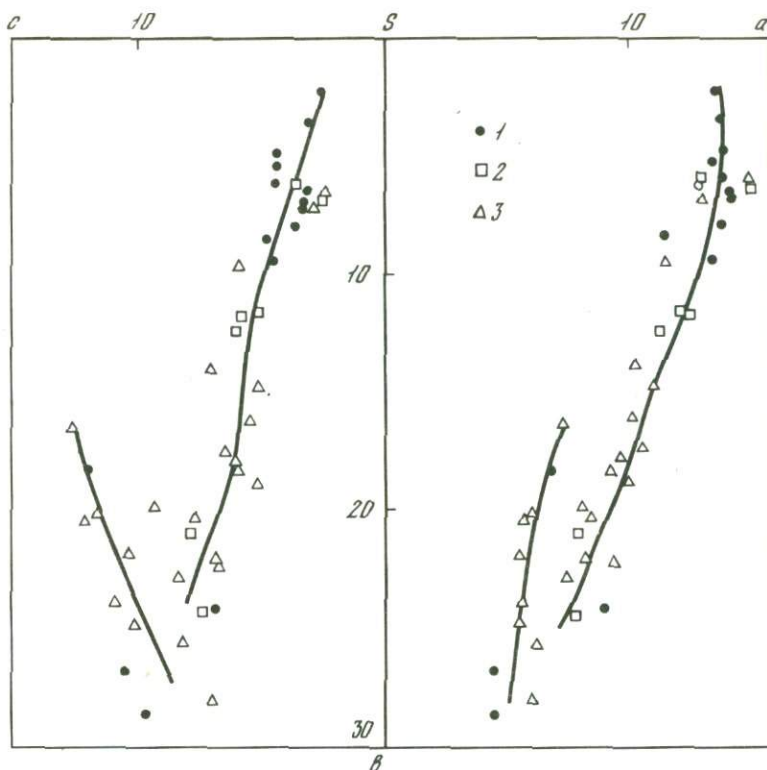
В ряду кальдер Восточной вулканической зоны Камчатки Карымско-Семячинская депрессия отличается наибольшей полнотой ритмического развития, особенно выдержанной для ячейки Малого Семячика, где все три ритма проявлены при устойчиво унаследованном возобновлении магмопроводящей системы. Эта полнота дает возможность анализировать ряды принципиально сходных явлений вулканизма и вулcano-тектоники каждого ритма для выявления общей направленности вулканического процесса. Так, структурообразование каждого предшествующего ритма жестко предопределяет пространственную локализацию позднейшего вулканизма и связанных с ним молодых структур таким образом, что почти все более молодые вулканы оказываются внутрикальдерными. Соподчинение ритмов в рамках структурного контроля сопровождается закономерным сокращением их длительности, объемов извергнутого материала и размеров молодых кальдер, что в конечном счете привело к образованию центральной многоосевой телескопической структуры района. В подобного рода усложнении с четко проявленной концентрацией вулканизма во все меньшем числе вулканических аппаратов можно видеть тенденцию к известной консолидации и замыканию магмоконтролирующей структуры. Однако подсчеты объемов (см. ниже рис. 3) и ориентировочная оценка среднего по каждому ритму расхода магматического веществ-

ва на 1000 лет дает порядок цифр: $1,0 \text{ км}^3$ для I ритма; $0,8 \text{ км}^3$ для II и $1,4 \text{ км}^3$ для III ритма. Несмотря на приблизительность датировок, такие оценки кажутся вероятными в свете установленного и для других районов Камчатки нарастания интенсивности вулканизма к голоцену (Кожемяка и др., 1973). Таким образом, в целом по Карымской группе темпы поступления на поверхность магматического вещества не снижаются с течением времени, и, следовательно, замыкание структуры не означает затухания вулканизма. В то же время отсутствие новейшего вулканизма в кальдере Академии наук, реликтовый его характер на Карымском и наибольшее по объему и энергоемкости продуктов развитие вулканизма на Малом Семьячке говорят о смещении к III ритму максимума напряженности магматического процесса в восточную часть структуры, к вулкану Малый Семьячик.

Эти соотношения, как представляется, дают возможность прогноза дальнейшей эволюции магмопроводящей структуры. В этой связи показательна хребтообразная морфология постройки Малого Семьячка, свидетельствующая о возрастающей роли трещинного контроля вулканизма, хотя и все еще реализуемого в пределах кальдеры. Характерно подобие форм и положения Малого Семьячка и вулкана Крашенинникова, пересекаемого вместе с кальдерой линейной зоной ареального вулканизма (Эрлих и др., 1974), что подтверждает вероятность смены центрального, очагового типа магмопроводящей структуры на очагово-трещинный с дальнейшим формированием вулканических хребтов и рифтовых зон. Отмеченные для Малого Семьячка "гавайские" черты деятельности на вулкане Крашенинникова определенно выражены двумя коаксиальными вершинными кальдерами гавайского типа. В свете направленного развития структуры кальдерных комплексов кальдеры гавайского типа могут оказаться закономерным конечным членом эволюционного ряда кальдер.

Направленность в эволюции магматического вещества описываемых ритмов не находит выражения в сколь-нибудь систематических вариациях общих петрохимических признаков пород, принадлежащих единой известково-щелочной серии. На диаграмме Заварицкого (рис. 2) для восточной части структуры (Иванов, 1970) составы их вне зависимости от возраста образуют две ветви вариационной линии: базальтовую, отражающую соотношение оливиновых и высокоглиноземистых плагиоклазовых разностей, и базальт-липаритовую. Четкая обособленность базальтового тренда ("анортозитовая тенденция") является характерной особенностью вулканического центра Малого Семьячка.

Изменение в характере эволюции вещества проявилось в последовательном снижении контрастности ассоциаций вулканитов от ритма к ритму за счет появления промежуточных разностей пород и сокращения интервала дифференциации (рис. 3). Породы I ритма образуют контрастную серию базальт (андезито-базальт) — дацит с четко бимодальным распределением составов. В сериях II и III ритмов существенные объемы составляют пирокластик и лавы андезитов, смещающие минимумы на кривых распределения и затушевывающие бимо-

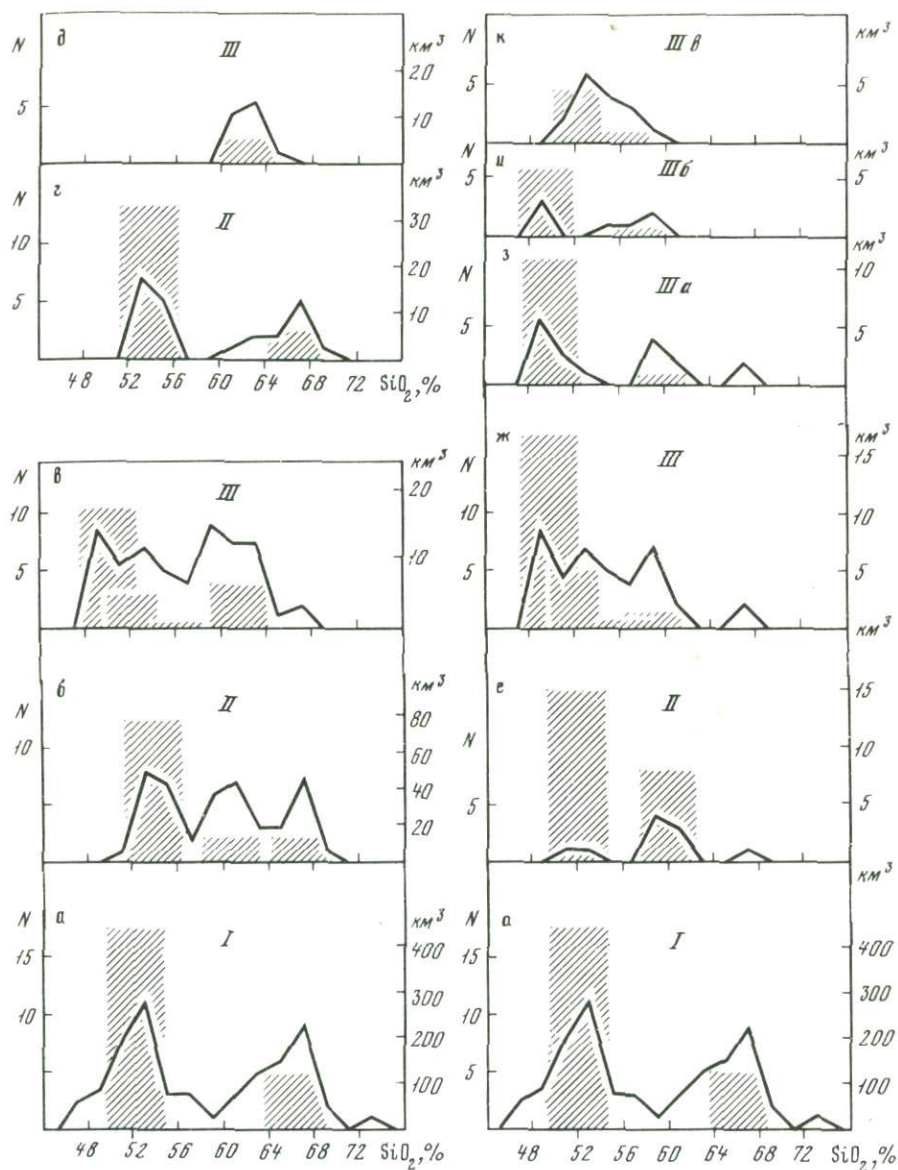


Р и с. 2. Петрохимическая диаграмма А.Н. Заварицкого для пород восточной части Карымско-Семячинской депрессии (кальдеры Стены, Малого Семячика)

1 – породы I ритма; 2 – породы II ритма; 3 – породы III ритма

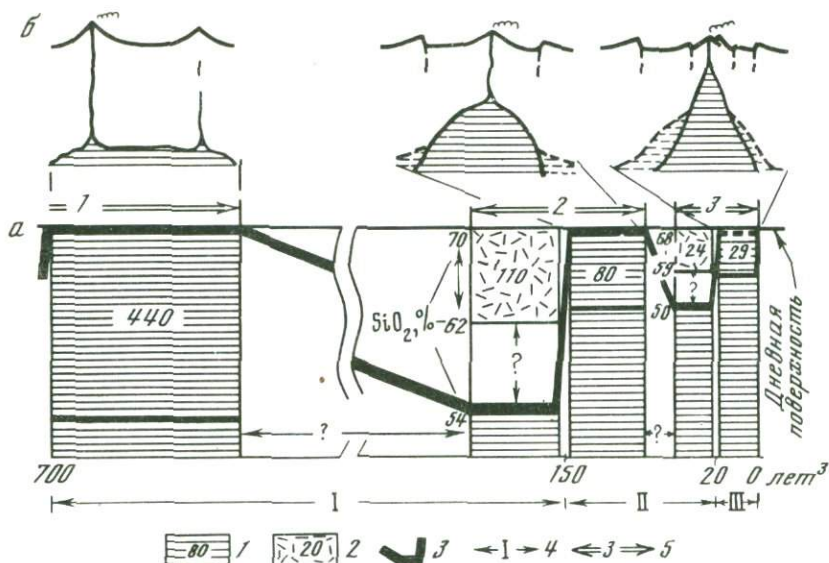
дальность. Сокращение интервала дифференциации особенно отчетливо проявлено для центра Малого Семячика (рис. 3а, е, ж) за счет "поосновнения" кислых членов серий. При этом изменение фациального облика пирокластики, завершающей I и II ритмы (игнимбриты – агломератовые бомбовые туфы), как бы намечает переход к лавовой фации. В связи с этим следует отметить, что предполагаемый следующим в ряду гавайский тип преобразования структуры и на Малом Семячике, и на вулкане Крашенинникова связан не с базальтами, а с более текучими андезитами и андезито-базальтами, т.е. также со следующей ступенью поосновнения в ряду составов дифференциатов.

Черты направленности, выраженные сопряженными изменениями и переходами в рядах параметров дискретного вулканического процесса – размеров структур, объемов вулканитов, фаций и отчасти составов кислых пород, – свидетельствуют о единстве и непрерывности процесса как качествах более крупного порядка. В целом ритмичность четвертичного вулканизма в Карымской группе может быть представлена как серия затухающих при возрастании частоты колеба-



Р и с. 3. Распределение пород Карымской группы

Распределение произведено по содержанию кремнезема (полигоны) и по объемам (высота заштрихованных столбцов) соответственно по каждому ритму (римские цифры): а-в — для всей группы; г,д — для центра Карымского вулкана; е,ж — для центра Малого Семьячика; з-к — по элементам его современной постройки. Использовано 159 анализов: из работ Б.В. Иванова (1970), Б.В. Иванова, А.И. Андрева (в печати), а также неопубликованные анализы Ю.П. Масуренкова, Л.Л. Леоновой, О.Н. Вольница и автора; I-III — ритмы



Р и с. 4. Связь ритмического развития вулканизма с вулcano-тектонической структурой

а — обобщенная схема ритмического развития вулканизма Карымской группы; б — схема ее структуры. Извергнутые объемы пропорциональны площадям квадратов и показаны на момент проявления на дневной поверхности. Цифры в квадратах — объемы в км³. Для III ритма принята средняя продолжительность 20 тыс. лет. 1 — базальтоидная магма; 2 — кислая магма; 3 — график пульсации уровня базальтоидной магмы; 4 — ритмы эволюции магматического вещества; 5 — ритмы вулканической активности

ний уровня базальтовой магмы относительно дневной поверхности (рис. 4, а). Общая направленность вулканического процесса, таким образом, означает пульсационное, но в целом прогрессирующее поднятие базальтовой магмы к поверхности Земли. Наиболее явно это выражено для Малого Семячика, а для запаздывающего в развитии Карымского вероятно дальнейшая антидромная эволюция.

Полиритмическое развитие вулканизма, связанного с единой, длительно развивающейся вулcano-тектонической структурой Карымской группы, позволяет использовать некоторые его особенности для обсуждения природы кислых магм и связи их с базальтами в прерывисто-непрерывном вулканическом процессе.

Важной особенностью описанной и подобных ей структур является пространственная ассоциация базальтов и кислых пород, доведенная до совмещения путей поступления обоих типов магм. Эта совмещенность в пространстве, естественно, сопровождается разобщением во времени. Закономерное чередование основного и кислого вулканизма свидетельствует о периодическом и сравнительно быстротечном возникновении и отмирании очагов кислой магмы. Длительность их развития, очевидно, должна измеряться временем от затухания базитово-

го вулканизма первой половины предшествующего ритма до начала следующего ритма, поскольку наличие на путях подъема базальтовой магмы кислого расплава должно экранировать базальты (Добрецов, Попов, 1974). В случае развития внутрикальдерного базальтового вулканизма кислый остаточный очаг должен быть закристаллизован или предварительно "вытолкнут", что, вероятно, и происходит при реликтовом вулканизме.

Обсуждение генетических отношений основных и кислых расплавов возможно в рамках определенной динамической модели питания вулканов, удовлетворяющей сопряженному развитию вулканизма и структуры и режиму пульсационно-ритмического течения процесса. Видимо, наиболее обоснованным является представление о поднятии генерируемой магмы к поверхности вследствие всплывания (Лучицкий, 1971; Федотов, 1974; Масуренков, 1974) и перетекания по каналу, высота которого контролируется гидростатическим равновесием. Достижение последнего зрелыми вулканами (и исчерпание дополнительных возможностей развития — газлифт, боковые прорывы) должно приводить к их угасанию и необходимости перестройки магмопроводящей системы. Хорошим подтверждением влияния гидростатического контроля является тот факт, что, несмотря на растущую локализацию разгрузки магмы, высота построек в Карымской группе, судя по реконструкциям, не увеличивается от ритма к ритму. Предельность высоты вулкана, на наш взгляд, морфологически выражена хребтом Малого Семьячика, большая часть которого и четыре из пяти вершинных кратеров имеют по существу общую отметку 1400 м.

В общем случае способами перестройки системы питания могут быть формирование новых вулканов (миграция вулканизма) или процессы, обеспечивающие снижение вулканического рельефа, — взрыв и кальдерообразование. Последнее, как это отчетливо проявлено в Карымской группе, в свою очередь ограничивает латеральную миграцию вулканов, а вместе с гидростатическим контролем в конечном счете сокращает возможные пределы вулканической аккумуляции, своего рода аккумулятивную емкость структуры, контролирующей вулканизм каждого следующего ритма. В таком подходе сочетание факторов гидростатического контроля и последовательной концентрации вулканизма структурой может быть причиной ритмичности и прогрессивного сокращения длительности ритмов.

Таким образом, периодическая перестройка магмопроводящей системы представляется необходимым условием развития вулканического процесса, и кальдерообразование, как самый радикальный способ такой перестройки, затрагивающий, очевидно, наиболее глубокие зоны магмопроводящей системы, сопровождается и наиболее существенным изменением вещества, и кислым вулканизмом. Мерой глубинности процесса или фактором, позволяющим судить о тенденции ее изменения, могут быть плановые размеры кальдер, отражающие размеры и глубину размещения магматических очагов (Зубин, 1971). Сокращение размеров кальдер в Карымской группе означает, видимо, локализацию

уменьшающихся очагов последующих ритмов на все более высоких уровнях. Об уменьшении размеров очагов свидетельствует также сокращение объемов кислого материала. Для вулканов III ритма имеются геофизические данные, прямо указывающие на высокие уровни стояния магматических колонн (очагов): на глубине 2 км для Карымского (Зубин и др., 1971), а для Малого Семячика — на уровне моря (Горшков, 1973).

Продолжая намеченную в Карымской группе зависимость объемов и отчасти уровня кислотности вулканитов от размеров структур в сторону увеличения последних, мы приходим к известному факту связи самых крупномасштабных проявлений наиболее кислого, риолитового игнимбритового вулканизма с крупными вулкано-тектоническими структурами — кальдерами проседания, депрессиями и грабенами, — очевидно, еще более глубокого заложения. В целом соотношения таких параметров кислого вулканизма, как объем вулканитов — размер структур (Смит, 1963), объем — состав — спекаемость (Ротман, Быковская, 1969), размер структур — состав (Росс, Смит, 1963; Ishikawa et al., 1969; Эрлих, Мелекесцев, 1973б), размер структур — мощность коры (Зубин, 1971), показывают наличие статистически выраженной тенденции прямой зависимости объем — уровень кислотности — размер структур — мощность коры. При этом существует спектр переходов, частью которого являются и ряды структур и пирокластических комплексов Карымской группы. В наиболее полной мере эта тенденция выражена в ячейке Малого Семячика.

Такая сопряженность разнородных параметров кислого вулканизма, совмещенность его с базальтоидным вулканизмом в ритмическом прерывисто-непрерывном процессе всего более, на наш взгляд, соответствуют механизму дифференциации магмы в единой системе питания вулканов. Длительные перерывы вулканической активности перед пароксизмами кислого вулканизма, связь его с преобразованием структур позволяют рассматривать кислый вулканизм как вынужденную форму проявления общего вулканического процесса, обусловленную временной непроницаемостью коры и необходимой для его продолжения. С этой точки зрения очевидна целесообразность дифференциации, при которой магма приобретает дополнительные преимущества для подъема — меньший удельный вес и способность к взрывообразному истечению из-за пересыщения летучими. Вскипание магмы вносит существенный вклад в интрузивное давление (Попов, Перцев, 1974) и является основным двигателем пирокластических извержений, что дает основание предполагать прямое влияние глубинности (литостатического давления) на состав дифференциата: для менее глубинных и меньших по объему очагов более быстрое насыщение летучими до критического уровня, способное наступить и на более ранней стадии эволюции силикатного вещества, — например на стадии андезита вместо дацита. С этим согласуется сокращение длительности ритмов за счет времени, необходимого для остывания и дифференциации меньшего объема магмы. Ведущую роль в глубинном вскипании магмы играет, вероятно, углекислота (Кадик, 1972).

В таком подходе обсуждаемые ритмы, очевидно, имеют смысл ритмов эволюции магматического вещества (от базальтов до кислых пород), в то время как периоды наиболее интенсивного вулканизма, начинающиеся перестройкой структуры и кислым вулканизмом, могут быть названы ритмами активности (см. рис. 4).

Привлечение к генезису кислых расплавов только геомеханических параметров прочности и литостатического давления не исключает участия материала коры в их образовании путем частичной ассимиляции. Однако эпизодическое проявление кислых пород на фоне длительного унаследованного развития вулканизма в Карымской группе — явление, в принципе способствующего поднятию геоизотерм, — показывает, что устойчивого смещения фронта плавления в кору не происходит. Не могут быть решающими и такие критерии самостоятельности кислых вулканитов, как наложенность или унаследованность в размещении сопровождающих их структур (Эрлих, Мелекесцев, 1973б) или отношение составов кислой пирокластики к тройному минимуму системы альбит—ортоклаз—кварц (Ротман, 1971), поскольку по этим признакам наблюдается полная гамма переходов. Наконец, обращаясь к аргументу дискретности, бимодальности распределения пород вулканических ассоциаций (Белуосов, 1972), можно предположить, что именно ритмичность вулканизма представляет собой "устойчивую функцию поступления" расплавов, способную обеспечить бимодальность как результат закономерного дискретного "опробования" непрерывно эволюционирующей единой магмы.

В проблеме промежуточных составов дискретных ассоциаций пород каждого ритма и для механизма петрогенезиса ключевое значение, по-видимому, имеет характер извержений крупных масс кислой пирокластики. Как и в Карымской группе, почти каждое такое извержение представляет антидромную последовательность существенно жидких расплавов с различным, порой до 10–15% SiO_2 , диапазоном состава и постепенными или ступенчатыми переходами, со следами гравитационного распределения кристаллов и нередко с образованием смешанных разностей (Масуренков, 1961; Смит, 1963; Hamilton, 1965; Лучицкий, 1971; и др.).

Антидромная направленность извержений указывает, что именно промежуточные составы могут застревать в коре в виде интрузивных "корней" кислой пирокластики, тем более емких, чем глубже был расположен очаг. С другой стороны, эта же особенность свидетельствует об исходном расслоении магматической колонны перед извержением. В качестве механизма такого расслоения предполагается жидкостная ионно-гравитационная дифференциация (Кадик, 1963), пока не получившая полного экспериментального подтверждения (Иванов и др., 1974), или последовательное выплавление (Иншин, 1972), маловероятное для условий равномерного, видимо, прогресса глубинных зон генерации магмы. Не исключено сочетание механизмов жидкостной и кристаллизационной дифференциации в колонне сложной геометрии — например в виде многоэтажной системы полуизолированных, последовательно дренируемых камер, или при нисходящей кристал-

лизации в сплошной колонне, отвечающей условиям "бездонной камеры" (Эдвардс, 1950; Масайтис, 1973).

Прослеженные в Карымской группе тенденции, на наш взгляд, свидетельствуют о наличии оптимального интервала глубин образования крупных объемов наиболее кислых магм (вероятно, низы коры) и двух вариантов структурного контроля базальтовой магмы: многовулканный, рассредоточенный дренирование глубинного очага, сменяемого при пульсационном с участием кислого вулканизма изменении структуры узколокализованным транспортом по высокостоящей колонне (рис. 4б). Кальдерообразованию, по всей видимости, соответствует опережающее изменение геометрии кровли глубинного очага — формирование апикального выступа (или серии полостей — отслоений) вследствие обрушения и частичного проплавления. Такой процесс проработки коры аналогичен всплыванию очага, временно не сообщаемого с дневной поверхностью, и отвечает представлению о кальдерах как ячеек локальной океанизации (Белюсов, 1967). Глубина кальдерных просядок и характер последующего вулканизма зависят от соотношения степени переисчерпания запаса магмы при выбросе апикальной "шапки" кислого дифференциата и скорости дальнейшего продвижения магматической колонны, а также от структуры просевшего блока. Последняя определяет многовыходной или строго унаследованный "телескопический" характер посткальдерного вулканизма. По-видимому, только в последнем случае реализуется наибольшая полнота ритмического развития, свойственная Малому Семячику. Региональная синхронность крупнейших всплесков кислого вулканизма и образования кальдер первого ритма обеспечивается, видимо, существенным единообразием структурно-фациальных условий их проявления, в последующем все более дифференцирующихся.

Изложенное является первым подходом к синтезу основных закономерностей ритмического развития вулканизма Карымской группы. Детальные комплексные исследования молодых структур на базе точной геохронологии смогут стать основой построения количественных моделей вулканического процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В.В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. — "Геотектоника", 1967, № 1.
- Белюсов А.Ф. О природе связи между базальтоидными и салическими породами в эффузивных ассоциациях. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972.
- Власов Г.М. О цикличности вулканических процессов. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967.
- Горшков А.П. Глубинное строение вулкана Малый Семячик на Камчатке по гравиметрическим данным. — "Геология и геофизика", 1973, № 4.
- Добрецов Н.Л., Попов Н.В. О длительности формирования гранитоидных плутонов. — "Геология и геофизика", 1974, № 1.
- Зубин М.И. Глубинное строение кальдер Камчатки (по геофизическим данным). Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1971.

- Зубин М.И., Иванов Б.В., Штейнберг Г.С.* Глубинное строение Карымского вулкана на Камчатке и некоторые вопросы генезиса кальдер. — "Геология и геофизика", 1971, № 1.
- Иванов Б.В.* Игнимбриты района вулканов Карымской группы. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука", 1969.
- Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., "Наука", 1970.
- Иванов Б.В., Андреев В.И.* Вулканы Дитмара и Жупановские Востряки. Бюл. вулканол. станций. 1975, № 51.
- Иванов В.М., Дошльницын Е.Ф., Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н.* Экспериментальные исследования жидкостной дифференциации гомогенных базальтоидных расплавов (методом высокотемпературного центрифугирования). — "Геология и геофизика", 1974, № 1.
- Ишшин П.В.* О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, "Наука", 1972.
- Кадик А.А.* Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры, ч. I. 1963.
- Кадик А.А.* Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности Земли. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. М., 1972.
- Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Н.* Геологический эффект и некоторые особенности четвертичного вулканизма Южной Камчатки. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49.
- Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии, т. I. М., "Наука", 1971.
- Масайтис В.Л.* К петрологии девонских основных лав и интрузий восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., "Наука", 1973.
- Масуренков Ю.П.* Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Масуренков Ю.П.* Геодинамика и эволюционные ряды предельных вулканов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 12–13.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.Н., Егорова И.А., Лупкина Е.Г.* Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Попов В.С., Перцев Н.Н.* Об оценках интрузивного давления. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., "Наука", 1974.
- Росс К.С., Смит Р.Л.* Туфы пеплового потока. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Ротман В.К.* Об андезитовой линии Тихого океана и андезитовом вулканизме. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Ротман В.К., Быковская Е.В.* Вулкано-плутонические ассоциации Тихоокеанского пояса. — В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Селягин О.Б.* Карымская группа вулканов, вулканы Карымский и Малый Семьячик. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Смит Р.Л.* Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Федотов С.А.* О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Эрвардс А.Б.* Дифференциация в долеритах Тасмании. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950.
- Эрлих Э.Н.* Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — "Геотектоника", 1966, № 6.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1973а, № 3.

- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, "Наука", 1973б.
- Эрлих Э.Н., Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е. Геологическая история и вулканизм Узонско-Гейзерной депрессии и сравнение ее со смежными вулканотектоническими депрессиями Восточной Камчатки. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Hamilton W. Geology and petrogenesis of the Island Park Caldera of Rhyolite and Basalt Eastern Idaho. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1965.
- Ishikawa T., Katsui Y., Oba Y., Satoh H. Some problems of the calderas in Hokkaido. — Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1969, v. XIV, sec. series, N 2.

А.А. Бухаров

Институт земной коры СО АН СССР

ЭВОЛЮЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОСТОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА НА ПРИМЕРЕ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Эволюция магмы, формирование магматических очагов, вулканических поясов подчинены сложному взаимодействию процессов тектоники, интрузивного и эффузивного магматизма и метаморфизма, определяющих особый геодинамический режим вулканизма. Образование очагов кислой коровой магмы является результатом взаимодействия мантийного и литосферного материала, палингенно-анатектического гранитообразования и интрузивного магматизма, полифациального метаморфизма и метасоматических преобразований. Все эти процессы стимулируются мощными преимущественно подкоровыми энергетическими (флюидо-тепловыми) источниками, проявляются в определенном блоке земной коры на фоне неоднородных тектонических полей напряжений.

Геодинамическую модель взаимодействия указанных эндогенных процессов можно рассмотреть на примере среднепротерозойского Прибайкальского вулканического пояса.

Пояс представляет собой одну из ветвей протяженного (транссибирского) Восточно-Сибирского вулканоплутонического пояса, сформировавшегося в интервале 1800—1500 млн. лет, в тесной связи с развитием системы глубинных разломов, обрамляющих в виде краевых швов дорифейское континентальное ядро Сибирской платформы.

В формировании Прибайкальского вулканического пояса основное магмогенерирующее значение имели зоны продольных глубинных разломов краевого шва, которые контролировали возникновение магматических очагов различной глубины заложения, тип магматических формаций и характер метасоматических и метаморфических процессов. Строение разломов краевого шва было неодинаковым в различных его частях. Эта неоднородность отражает различный характер полей напряжений. Так, в Западно-Прибайкальской ветви шов выражен полосами

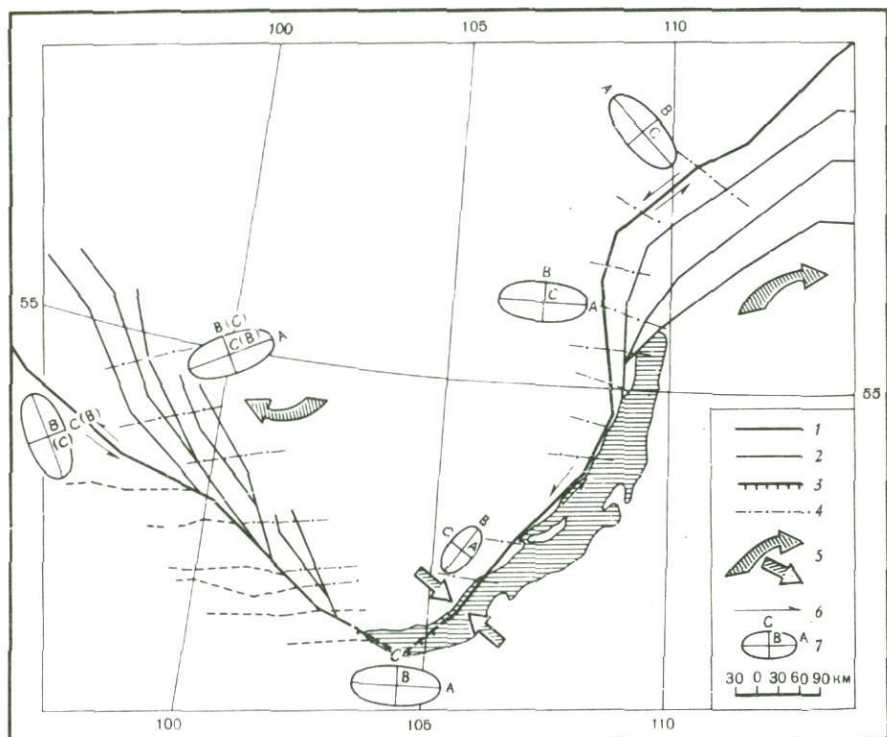


Рис. 1. Кинематическая схема среднепротерозойских разломов краевого шва на юго-востоке Сибирской платформы

1 – краевой шов в южном обрамлении Сибирской платформы; 2 – диагональные разломы, оперяющие краевой шов; 3 – надвиги в взбросо-надвиги в южно-байкальском углу краевого шва; 4 – поперечные скрытые разломы фундамента; 5 – направления главных тангенциальных напряжений; 6 – направления сдвиговых деформаций в зоне разломов краевого шва; 7 – ориентировка главных осей деформаций в различных участках краевого шва

интенсивного динамотермального дислокационного метаморфизма, а также гранитизацией и зонами субпараллельных надвиговых и взбросо-сдвиговых поверхностей. О мощном взбросо-надвиге, проявившемся перед среднепротерозойской тектоно-магматической активизацией, свидетельствует повсеместное запрокинутое в сторону платформы залегание нижнепротерозойских толщ. В этой части краевого шва импульсы растяжения в среднем протерозое отсутствовали, что подтверждается интенсивной гранитизацией толщ фундамента, формированием автохтонных (*in situ*) гранитоидов приморского комплекса и отсутствием проявлений основных по составу интрузий и эффузивов. Процессы интенсивной гранитизации и метасоматических изменений, широко развитые здесь, связаны с обстановкой сжатия, при которой резко повышались теплопроводность и флюидопроводность пород. Кинематическая схема разломов краевого шва показана на рис. 1.

Кроме того, важная роль в развитии вулканогенов принадлежит зонам поперечных разломов, являющихся скрытыми разломами фундамента поясов. Некоторые из этих разломов повторяют фрагменты сетки первичной планетарной трещиноватости, но многие из них были впервые заложены в докембрии как сколовые составляющие взаимодействия складчатых областей с Северо-Азиатским кратоном. Поперечные разломы развивались сопряженно с зоной основных разломов краевого шва и способствовали выводу магмы на поверхность, контролировали размещение вулканических центров и обуславливали специфику развития различных вулканогенных комплексов.

Зоны пересечения поперечных разломов с основной системой разломов краевого шва являлись длительно существующими термостатированными структурами земной коры, способствовали установлению стационарного теплового потока в земную кору и формированию промежуточных магматических очагов.

Зоны разломов краевого шва достигали зоны плавления "базальтового" слоя земной коры, но глубина заложения их в разное время в различных частях шва была неодинакова. Помимо того что зоны разломов служили путями проникновения магматических расплавов в земную кору и на поверхность, они проникали и в глубь магматических камер. О существовании разломов в магме свидетельствуют одновременно проявляющиеся излияния липаритовой и базальтовой магмы при формировании некоторых вулканогенных комплексов и геохимический анализ лав сходного состава. Так, геохимическое изучение липаритовых лав Байкальского хребта показало, что липариты ранних фаз одного и того же периферического очага являются производными наиболее глубинных частей этого очага, поскольку они резко обеднены литием, рубидием, бериллием, оловом, редкими землями, иттрием — элементами, интенсивно накапливающимися совместно с фтором в верхних частях магматических камер. В то же время эти лавы обогащены стронцием и барием — элементами, обладающими большими атомными весами и накапливающимися в глубинных слоях камер. В липаритовых лавах последующих фаз излияний наблюдается обратная картина.

Многие из выявленных зон поперечных разломов, заложенных в раннем докембрии, играли заметную геологическую роль на территории Восточной Сибири во все последующие эпохи, вплоть до четвертичного времени и до рифтообразующего этапа. Такое длительное существование поперечных разломных структур при их стабильном пространственном положении обуславливает "шлицевой" тип сочленения Северо-Азиатского кратона с обрамляющими его складчатыми областями и опровергает представления о сколько-нибудь значительных (глобальных) перемещениях Сибирской платформы в различные эпохи.

Прибайкальский вулканический пояс является единственным в нашей стране объектом, на котором можно изучать особенности проявления кислого вулканизма докембрийского возраста. В истории Земли кислые вулканогенные формации в больших объемах впервые проявились в среднем протерозое, а в отдельных зонах Прибайкальского

вулканогена они сохранились от воздействия метаморфических изменений, обнажаясь в глубоко эродированных каньонообразных долинах высокогорного Байкальского хребта. Все это позволяет выявить здесь древнейшие из известных на Земле вулканические аппараты, реставрировать характер вулканической деятельности, изучать взаимосвязи процессов вулканизма, плутонизма и метаморфизма.

Формирование вулканического пояса началось с образования линейного грабенообразного прогиба (Акитканского) в условиях тангенциального поля преобладающих растяжений. В этот момент преобладал механизм трещинных излияний базальт-андезитовых и андезитодацитовых лав. Одновременно образовались лакколиты, пластовые интрузии и штоки гипабиссальных гранодиорит-порфиров.

Моногенный характер излияний, многочисленность выходов лавовых потоков, непродолжительное существование автономных коровых магматических очагов, связанных с единым глубинным питающим очагом, — все это свидетельствует о проявлении в это время ареального трещинного вулканизма. Петрографические особенности вулканитов ранних этапов развития пояса свидетельствуют о том, что лавы являются производными магмы базальтового состава. В формировании лавовой серии основная роль принадлежала дифференциации базальтовой магмы, однако большое значение имели и процессы ассимиляции силикатных пород, что выразилось в локальном появлении лав, пересыщенных глиноземом, и в повышенной щелочности всех лав. Последнее обстоятельство может быть также объяснено и усиливающимся в отдельных зонах притоком щелочей в виде "сквозьмагматических" растворов, стимулировавших расплавление корового субстрата и образование периферических очагов. Базальт-андезитовые породы Акитканского прогиба имеют первичные соотношения $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,705 \pm 0,001$, что соответствует наиболее низким соотношениям базальтовых мантийных лав Срединно-Атлантического хребта, Гавай, Тасмании, Антарктики и других мест (Ященко и др., 1972). Эти данные свидетельствуют о наличии мантийной составляющей в лавах начальных излияний Прибайкальского пояса. При дальнейшем развитии пояса магма эволюционирует в сторону раскисления и еще большего обогащения щелочами. Однако это связано не только с миграцией первичного магматического очага в осадочно-метаморфическую оболочку земной коры, как это обычно имеет место при формировании многих крупных вулканических структур. Проникновение магмы в верхние части коры сопровождалось расширением фронта взаимодействия исходной магмы с вмещающими породами, что вело к процессам ассимиляции, метасоматических замещений, обогащению щелочами, раскислению магмы. Однако одновременно с подъемом фронта магмообразования происходило и дальнейшее прогибание блока земной коры вдоль краевого шва и погружение части ранее сформированных андезито-дацитовых толщ пояса. В условиях интенсивного теплового потока и повышенного геотермического градиента (а в среднем протерозое геотермический градиент был в 1,5–2 раза выше, чем в фанерозое) уже незначительное погружение приводило к метаморфизму вулканитов пояса и их грани-

тизации. Образования базальт-андезито-дацитовая формации ранних этапов развития вулканического пояса оказались метаморфизованы в амфиболитовой фации, мигматизированы, а местами подвержены палингенному переплавлению. Относительная однородность метаморфизма в этот этап свидетельствует об однородности теплового потока вдоль зон глубинных разломов, контролирующих развитие Аakitканского прогиба. Таким образом, вертикальная миграция первичного магматического очага в сочетании с продолжающимся развитием как по латерали, так и в глубь Аakitканского прогиба и метаморфизмом выполняющих его образований привели к расширению фронта магмообразования, широкому развитию промежуточных коровых магматических очагов.

Приближение к поверхности периферических магматических очагов способствовало извержениям больших масс кислых лав, пирокластических, туфогенных и игнимбритовых образований. В этот момент формируются сложные вулканотектонические комплексы, состоящие из полигональных кальдер проседания (Черепаниховская кальдера), кольцевых интрузий (Ощеконская кольцевая структура), выжатых куполов и т.д. Многие из этих структур по своим масштабам и особенностям развития не имеют аналогов среди известных вулканических форм в вулканических областях более молодых эпох. Вулканические образования этого этапа, обладая высоким содержанием кремнекислоты (68–75%), содержат также повышенное количество щелочей ($a/c = 12,5$, $n = 28 \div 43$). При этом вулканисты обычно образуют два ряда (по соотношению глинозема и щелочей): породы с повышенным содержанием щелочей, которые расположены между вариационными кривыми Сан-Франциско и Лассен-Пик, и породы, пересыщенные глиноземом, находящиеся левее вариационной линии среднего известково-щелочного ряда. Высокий щелочноземельный индекс на диаграмме Пикока (56,8) обусловлен повышенной щелочностью кислых лав и свидетельствует также о контаминированном характере магмы периферических очагов, а уменьшение сериального индекса А. Ритмана от вулканистов ранних этапов ареально-трещинного вулканизма к этапу кальдер проседания также указывает на большую роль ассимиляции сиалического материала при образовании близповерхностных магматических очагов. В следующий — третий — этап развития пояса происходит резкое повышение геотермического градиента по всей зоне краевого шва, хотя и не одинаково в различных его ветвях. Причины этого явления не совсем ясны, хотя увеличение теплового потока могло быть связано в этом случае (Летников, 1973) с повышением общей проницаемости коры и внедрением больших масс мантийного вещества, выделением теплоты сжатия при снятии части давления (особенно этот фактор должен был проявить себя в Западно-Прибайкальской-Приольхонской ветви шва), широким развитием экзотермических метасоматических процессов и т.д. Вдоль всей системы разломов краевого шва в этот период вновь интенсивно проявились процессы метаморфической и метасоматической проработки как фундамента пояса, так и ранее образованных вулканистов. Вулканисты ба-

зальт — андезито-дацитово́й формации I этапа и трахилипаритовой формации II этапа в Ачитканском прогибе были подвержены прогрессивному зональному метаморфизму в зеленосланцевой, амфиболитовой фациях и мигматизированы.

Высокометаморфизованные толщи фундамента пояса (ольхонская, сарминская серии в Приольхонье, нюрюндуканская, котельниковская, муйская, укучиктинская серии в Северном Прибайкалье) претерпели регрессивные изменения с развитием высокотемпературных диафторитов (амфиболитовой фации), которые сопровождались интенсивным кварц-щелочным метасоматозом. Эти процессы явились причиной гранитизации и последующего расплавления гранитизированных толщ фундамента, в результате которых были сформированы раппаквиобразные граниты (Приморский комплекс). Процесс интенсивной гранитизации и метасоматических изменений был связан с обстановкой сжатия, при которой резко повышается теплопроводность и флюидопроводимость пород. Гранитизация протекала при высоком потенциале натрия, но при относительно небольшом количестве воды (в условиях силлиманит-альмандин-ортотлазовой и дистен-альмандин-мусковитовой субфаций амфиболитовой фации метаморфизма), а также при относительно низком парциальном давлении кислорода.

Пересечение осевых разломов краевого шва с поперечными разломами обуславливало взаимное уничтожение сил сжатия, что вызывало резкое уменьшение теплопроводности и флюидопроводности этих участков (Летников, 1968) и как следствие этого процесса — расплавление и формирование новых анатектических магматических очагов. Этот процесс протекал в условиях высокого потенциала калия, обилия воды и повышенного парциального давления кислорода. Импульсы растяжения, преобладающие в северобайкальской части шва, способствовали также возникновению расплава кислой магмы, ее подъему в верхние слои земной коры, образованию эффузивов и комагматичных им субвулканических аллохтонных интрузий. В этот период здесь происходят извержения значительных объемов пирокластического материала, образование больших масс игнимбритов, риолитовых экструзивных куполов. Многофазность вулканических извержений, тесное переслаивание пирокластического материала с лавовым, а также с терригенным образует стратовулканы. В этот период наряду с преобладанием кислых эффузивов синхронно с ними изливаются базальтовые лавы, что свидетельствует о различной глубине заложения магмовыводящих каналов, а также о влиянии на процесс корового магмообразования глубинного материала. Проникновение глубинной базальтовой магмы в зоны генерации гранитного расплава должно было приводить к активизации процессов палингнеза, а также образованию гибридных магматических пород "пестрого" состава. Абсолютный возраст липаритовых формаций III этапа развития пояса составляет 1620 ± 40 млн. лет, а соотношение $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,721$; гипабиссальные анатектические интрузии, внедрившиеся в толщу вулканитов после их формирования, имеют возраст 1560 млн. лет, а изотопные соотношения составляют 0,726 (Яценко, Мануйлова и др., 1972). Эти данные

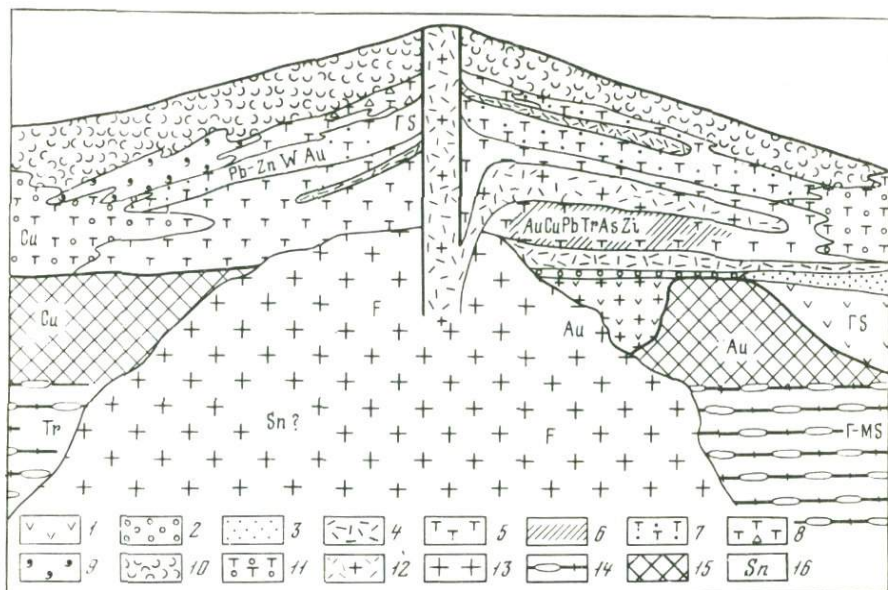


Рис. 2. Генерализованный разрез южно-кедрового вулканоплутонического метаморфического комплекса

1 – базальт-андезит-дацитовые формации ранних этапов формирования пояса; 2 – базальтные горизонты мужинойского вулканогенного комплекса; 4–11 – околожерловые фации Южнокедрового палеовулкана; 4 – покровы кварцевых порфиров; 5 – туфы; 6 – силицилиты; 7 – туффиты; 8 – туфолавы; 9 – лавобрекчии, агглютинаты; 10 – кварцевые порфиры, игнимбриты; 11 – тефроиды; 12 – кварцевые порфиры в экстрוזивной и силло-лакколлитовой фациях; 13 – гранит-порфиры периферического магматического очага; 14 – метаморфические и метасоматически-проработанные породы фундамента: гнейсограниты, бластомилониты, кварц-щелочные метасоматиты; 15 – нижнепротерозойский фундамент: кристаллические сланцы, гнейсы, плагиограниты; 16 – рудопроявления полезных ископаемых, характерные для определенных фаций комплекса. GS – гидротермальные сульфидные месторождения; GMS – гидротермально-метасоматические месторождения; Tr – редкометалльные рудопроявления

подтверждают наши представления о поступательной в течение развития пояса вертикальной миграции магматических очагов и обогащении магмы стабильным изотопом Sr. Интересно отметить, что возраст ретроградного метаморфизма гнейсово-сланцевых толщ фундамента вулканического пояса, по данным рубидий-стронциевого метода, составляет также 1700–1560 млн. лет, а соотношение Sr^{87}/Sr^{86} в мигматитах учуктинской серии равно $0,803 \pm 0,023$ (Мануйлова, 1965).

Таким образом, данные абсолютной геохронологии подтверждают наши представления о том, что прогрессивный метаморфизм амфиболовой фации и гранитизации вулканитов Прибайкальского вулканического пояса проявлялись синхронно с высокотемпературным диафторезом в ранее метаморфизованных толщах вмещающей пояс рамы. Это обстоятельство позволяет нам выделить систему парных метаморфических поясов, развивавшихся синхронно и па-

Таблица

Схема корреляции магматических формаций в Прибайкалье

		Западное Прибайкалье				Северное Прибайкалье			
Возраст	Комплекс	Магматические и метаморфические формации				Серия, свита	Эффузивные формации	Интрузивные формации	Типы структур
Средний протерозой (нижний неопроterозой по Л.И. Салопу)	Приморский комплекс	Габбро-диабазовая формация							Дайки, штоки
		Реоморфические граниты (пл ₁₂₋₁₅ , ми, кв, би)				Хибеленская эффузивно-интрузивная серия	Липаритовая (ро, пл ₁₀₋₂₇ ми-пт)	Гранит-гранофировая (пл ₁₈ би, кв, ми-пт)	Аппараты центрального типа, экстррузии, сложные дайки
		Порфиробластические и раппаквиобразные граниты (ми, пл ₁₅₋₂₀ кв, би ± ро)					Трахиандезитовая (анд, пи, ми-пт)	Трахилипаритовая (ро, ми-пт, кв)	Граносиенитовая (пл ₂₅ ро, ми-пт, кв)
		Регрессивный метаморфизм архейско-нижнепротерозойского субстрата зеленосланцевой и эпидотово-амфиболитовой фации (эп, би, мус, амф, глф, гр _{ал} , дст, хлд, аб) кварц - щелочной метасоматоз (кв + аб, кв + ми) 1610 ± 30				-	Прогрессивный зеленосланцевый (1) и амфиболитовый (2) метаморфизм (1 : сер, хл, кв, клиц, карб; 2: прт, пл, кв, би, ро) Кварц-щелочной метасоматоз 1620-40		Линейные зоны смятия
						Домудлинская эффузивно-интрузивная серия	Андезито-дацитовая (пл ₂₁₋₄₅ пи, ми, пт) 1700 ± 35	Граносиенит-гранодиоритовая (ро, пл, ми, кв)	Трещинные излияния, щитовые вулканы, полигональные кальдеры опускания
Нижний протерозой		Ольхонская, сарминская серии				Укучиктинская, чуйская, муйская серии			
		Прогрессивный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации				>2000			

параллельно, в примерно изофациальных, но в различных по характеру условиях (прогрессивный метаморфизм в одном поясе и регрессивный в другом) и имеющий тесную генетическую связь с формированием Прибайкальского вулканического пояса.

На примере Южнокедрового палеовулкана мы видим, как сочетание вулканогенных поверхностных формаций с субвулканическими формациями периферического очага и с метаморфическими формациями и метасоматитами фундамента образует единый вулканоплутоно-метаморфический комплекс (рис. 2). Таким образом, последовательность событий в процессе развития вулканогенно-очагового пояса в целом иллюстрирует таблица.

1. Излияние базальт-андезито-дацитовых лав; ареально-трещинный тип вулканизма.

2. Метаморфизм нижних частей разреза базальт-андезит-дацитовой формации до средних ступеней амфиболитовой фации, мигматизация; повышения фронта магмообразования в земной коре.

3. Излияние трахилипаритовых лав; формирование кальдер опускания, образование кольцевых интрузий.

4. Метаморфизм образованных вулканогенных и интрузивных формаций в условиях амфиболитовой фации; палингено-анатектическое гранитообразование наряду с дальнейшим повышением фронта магмообразования в близповерхностные слои земной коры.

5. Излияния лав липаритовой формации, образование близповерхностных периферических очагов, субвулканических интрузий гранитпорфиров, формирование вулканических аппаратов центрального типа.

6. Угасание вулканической деятельности, образование моласс, общая консолидация тектонических структур; по трещинам глубинных разломов проникновение основной магмы, формирование дайковых полей диабазов и габбро-диабазов.

Таким образом, процессы метаморфизма, интрузивного магматизма, вулканизма и тектоники в своем единстве образуют тот квартет, который создает основные структурно-вещественные комплексы земной коры. В формировании магмы вулканов большую роль играют процессы регионального метаморфизма, непосредственно влияющие на образование и эволюцию магматических очагов и создающие совместно с магматическими процессами особый вулканоплутоно-метаморфический эндогенный режим в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

- Летников Ф.А. Особенности магмообразования на различных термодинамических уровнях земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия; доклады сов. геологов. М., "Наука", 1966.
- Летников Ф.А. Физико-химические особенности эндогенных процессов в пределах зон активизации. — В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.
- Яценко М.Л., Мануйлова М.М., Варшавская Э.С., Кутявин Э.П., Бухаров А.А. Изучение первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. М., "Наука", 1972.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОМОРСКО-АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Палеогеновая вулканическая деятельность явилась существенным этапом в геологическом развитии Малого Кавказа. Вулканизм охватил почти всю территорию этого региона, причем северная и южная его части характеризуются контрастным составом вулканических пород. На северной периферии Малого Кавказа располагались два базальтовых трога — Аджаро-Триалетия и Талыш, мощные палеогеновые вулканические толщи которых представлены преимущественно базальтовыми породами повышенной щелочности. Южная, более обширная область Понтид и Малого Кавказа характеризуется развитием известково-щелочных андезитовых и в меньшей степени шошонитовых вулканических серий, формировавшихся в наземных и мелководных условиях. Ясно, что приемлемая модель тектоно-магматической эволюции должна объяснить эту контрастность.

В результате исследований последних лет авторы данной работы предложили и обосновали концепцию мел-палеогенового Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта (Адамия и др., 1974а, б). Аджаро-Триалетский прогиб и глубоководная безграничная часть Черного моря рассматриваются как единая рифтовая структура, сформированная в верхнем мелу — нижнем палеогене в центральной части Черноморско-Закавказского срединного массива, подвергавшейся неоднократному размыву в течение позднего палеозоя и мезозоя. С позднего эоцена рифтогенез в Аджаро-Триалетии прекращается, наступает режим сжатия и дифференциальных движений, а в олигоцене имеет место горообразование и инверсия рельефа. Интенсивность сжатия в западном направлении, в сторону Черного моря, убывает; в пределах последнего рифтогенез, по-видимому, прекращается, происходит общее опускание впадины с накоплением терригенных осадков небольшой мощности.

Процесс эволюции Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта характеризуется интенсивным верхнемеловым и палеогеновым вулканизмом, продукты которого слагают всю Аджаро-Триалетию и, судя по геофизическим данным, большую нижнюю часть мощного осадочного слоя центральной впадины Черного моря.

Первые проявления палеогенового вулканизма в Аджаро-Триалетии фиксируются прослоями базальтовых туфов в верхах палеоцен-нижнеэоценового флиша. Вулканическая активность достигает апогея в среднем эоцене и на отдельных участках продолжается в верхнем эоцене, возможно, захватывая низы олигоцена. За этот отрезок времени формируется вулканическая толща общей мощностью до 8—10 км. Палеогеновая вулканическая толща делится на два комплекса, четко различающихся по петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974). Нижне-среднеэоценовый вулка-

нический комплекс представлен дифференцированными базальтовыми сериями разной щелочности. Мощность его резко возрастает с востока на запад, от первых сотен метров до 7 км (рис. 1). В этом же направлении и от периферии к центральной части существенно увеличивается роль лавовой фации. В сложении комплекса резко доминируют базальты (80–90%), причем широко развиты роговообманковые разновидности. Подчиненным распространением пользуются трахиандезиты, деллениты, трахиты, фонолиты (до 10–15%). Роль пород с интервалом кремнекислотности 54–63% очень ограничена (рис. 2).

По составу базальтоидов в раннепалеогеновом вулканическом комплексе Аджаро-Триалетии выделяются три субширотные зоны: южная – субщелочных базальтов, центральная – высокоглиноземистых оливиновых толейитов и северная – высококалиевых щелочных базальтов (Адамия и др., 1974).

В южной зоне развита серия слабощелочной базальт–трахиандезит–делленит с незначительным развитием низкокалиевых базальтов и пироксеновых андезитов. Резко доминируют слабощелочные оливиновые и роговообманковые базальты. Основные дифференциаты характеризуются заметной вариацией кремнекислотности (45–53%), магнезиальности (4–8%), глиноземистости (13–19%). Породы нефелиннормативны ($Ne \approx 2\%$). В дифференционном ряду наблюдается медленное накопление щелочей, обусловившее переход от нефелиннормативных составов к кварцнормативным уже на ранних этапах дифференциации ($SiO_2 \approx 51\%$) и очень слабое накопление железа (табл. 1, см. рис. 2).

В северной зоне раннепалеогеновый комплекс (средний эоцен) сложен серией щелочных пород – щелочными оливиновыми базальтами, лимбургитами, лейцитовыми базанитами, тефритами (составляющими в целом до 90% серии) и в меньшей мере трахитами и нефелиновыми фонолитами. Щелочные базальты и базаниты характеризуются резкой обогащенностью калием $\left(\frac{K_2O}{Na_2O} = 1,5-2\right)$, низкой глиноземистостью (11–14%), высокой магнезиальностью (9–12%) и высокими нефелиновыми нормами (3–10) (см. табл. 1).

В причерноморской части Аджаро-Триалетии, на стыке двух вышеописанных зон выделяется центральная зона, представляющая собой узкую субширотную полосу (3 × 30 км), сложенную массивными, лишенными пирокластичности субвулканическими породами – оливин-роговообманковыми базальтами и в меньшей мере роговообманковыми базальтовыми андезитами (средний эоцен). В восточном направлении эти образования перекрыты породами серии щелочных базальтов и далее не прослеживаются. Породы центральной зоны составляют единую непрерывную серию (47–54% SiO_2), заметно обедненную калием (0,10–0,43% K_2O).

Описанные базальтовые серии трех субширотных зон существенно различны как по абсолютным содержаниям петрогенных элементов, так и по характеру трендов дифференциации. Особенно велики различия по содержаниям K_2O , Al_2O_3 , MgO и по отношению $\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}$. Различия

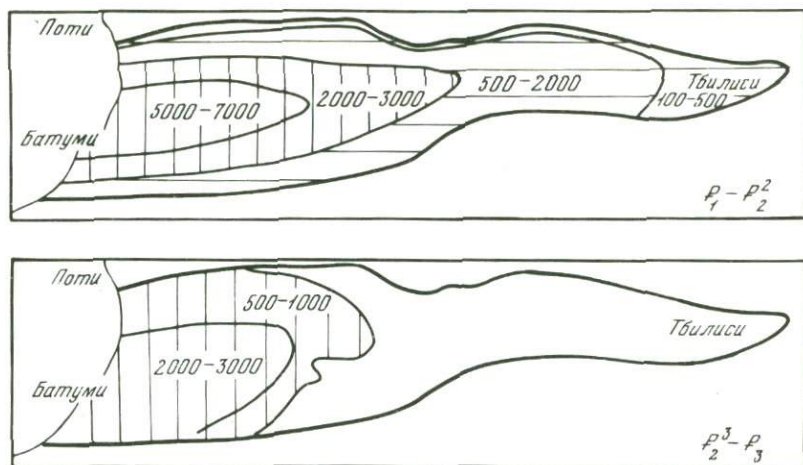


Рис. 1. Схема распределения мощностей ранне- и позднепалеогеновых вулканических комплексов Аджаро-Триалетии

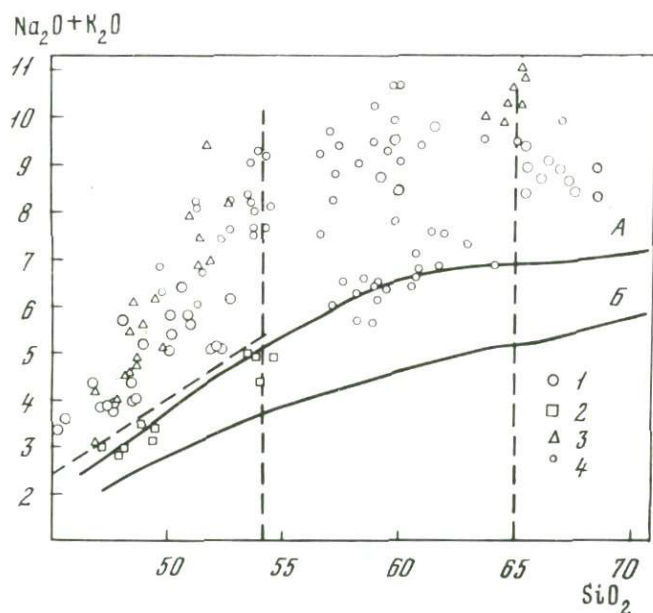


Рис. 2. Диаграмма $\frac{Na_2O + K_2O}{SiO_2}$ для палеогеновых вулканических пород Аджаро-Триалетии

1 — субщелочная серия южной зоны; 2 — толейиты осевой зоны; 3 — щелочная серия южной зоны раннепалеогенового комплекса; 4 — позднепалеогеновая вулканическая серия; пунктиром очерчена область наименьшей популяции для раннепалеогенового комплекса, в которую попадает большая часть позднепалеогеновых пород

Химический и нормативный состав среднеэоценовых пород Аджаро-Триалетии

Компоненты	Субщелочная серия южной зоны					Толейиты осевой зоны	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,72	47,48	50,72	59,06	66,85	47,96	54,13
TiO ₂	0,76	0,95	0,82	0,67	0,37	0,62	0,57
Al ₂ O ₃	13,74	15,11	17,22	14,87	14,81	16,87	18,51
Fe ₂ O ₃	4,18	5,25	4,20	3,05	2,92	4,63	4,41
FeO	4,80	5,58	5,13	3,20	2,75	5,52	3,32
MnO	0,19	0,11	0,15	0,03	0,10	0,17	0,14
MgO	9,15	6,55	5,38	1,53	1,17	8,70	4,98
CaO	12,80	11,13	8,22	4,15	1,67	10,34	5,20
Na ₂ O	2,84	2,60	3,20	3,53	4,78	2,65	4,90
K ₂ O	1,05	2,10	2,50	5,14	4,18	0,20	0,40
P ₂ O ₅	0,38	0,29	0,35	0,51	0,40	0,05	0,12
SO ₃	0,24	—	—	0,31	—	—	—
Влага	0,16	1,66	0,24	2,85	0,39	0,24	0,56
П.п.п.	1,85	1,20	1,84	0,79	2,30	2,18	2,60
Сумма	99,76	100,04	99,97	99,83	100,14	99,83	99,84
Qz	—	—	—	5,51	16,04	—	5,17
Ne	3,41	2,27	—	—	—	—	—
Ol	8,95	6,21	4,88	—	—	8,16	—
Hу	—	—	6,50	5,95	1,40	9,25	14,15

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	Щелочная серия северной зоны				
	8	9	10	11	12
SiO ₂	46,85	48,02	47,16	50,89	59,00
TiO ₂	0,36	0,71	0,67	0,58	0,30
Al ₂ O ₃	11,22	13,90	13,82	18,82	17,90
Fe ₂ O ₃	6,35	4,84	6,89	5,00	2,70
FeO	4,05	5,29	3,81	3,01	1,08
MnO	0,17	0,24	0,21	0,10	0,10
MgO	11,51	8,32	8,80	3,71	1,15
CaO	11,49	11,42	7,29	4,40	2,28

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Компо н е н т ы	Щелочная серия северной зоны				
	8	9	10	11	12
Na ₂ O	1,25	1,33	2,20	3,95	6,52
K ₂ O	2,25	3,23	4,90	5,45	7,32
P ₂ O ₅	0,35	0,43	0,50	0,31	0,22
SO ₃	Сл.	Сл.	—	—	—
Влага	1,55	0,74	0,69	2,95	0,53
П.п.п.	2,41	1,76	3,33	0,74	2,00
Сумма	99,81	99,79	100,27	100,27	100,10
Qz	—	—	—	—	—
Ne	—	3,27	6,37	8,91	9,09
Ol	13,52	8,74	19,53	6,82	1,97
Hu	4,00	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е: 1 — роговообманковый базальт 4–68; 2 — оливинный базальт 370; 3 — плагиобазальт 595; 4 — трахиандезит 336; 5 — деллениит 316; 6 — оливинный толеит 66; 7 — роговообманковый базальтовый андезит 156; 8 — лимбургит 3070; 9 — калибазальт 2711; 10 — лейцитовый базанит 30; 11 — лейцитовый тефрит 336; 12 — нефелиновый грахит 198.

подчеркиваются также содержанием мелких и рассеянных элементов (табл. 2).

Важно подчеркнуть, что зональный характер рассматриваемого базальтового вулканизма проявился в период максимального растяжения Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта (средний эоцен), сопровождающегося процессами интенсивной деструкции фундамента в осевой зоне. Об этом свидетельствуют включения огромных глыб верхнемеловых известняков в массивных субвулканических толеитах. Размер крупных глыб достигает 50 м в ширину и до 1 км в длину, они разно ориентированы и интенсивно инъецированы базальтовым материалом.

Описанная петрохимическая зональность находит отражение в составе ультраосновных и основных нодулей, широко распространенных в среднеэоценовом базальтовом комплексе Аджаро-Триалетии. Нодули представлены рядом: роговообманковый клинопироксенит — горнблендит — анортит — роговообманковое габбро и отвечают гомеогенным включениям, сформированным в процессе кристаллизации исходных базальтовых расплавов в глубинных коровых очагах (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972).

Включения из зоны толейитов по сравнению с таковыми из внешних зон характеризуются резким сокращением интервала кристаллизации. Здесь обычны четырех- и пятиминеральные парагенезисы Ol + Amph +

Средний химический и нормативный состав основных дифференциатов среднеэоценовых базальтовых серий Западной Аджаро-Триалетии

Компоненты	Субщелочная серия южной зоны		Толейтовая серия осевой зоны
	1	2	3
SiO ₂	47,66 ± 0,99*	50,99 ± 1,19	49,02 ± 0,81
TiO ₂	0,70 ± 0,32	0,63 ± 0,03	0,58 ± 0,14
Al ₂ O ₃	17,01 ± 1,44	16,93 ± 0,83	17,53 ± 1,25
Fe ₂ O ₃	5,14 ± 1,34	6,23 ± 0,78	4,76 ± 0,60
FeO	4,25 ± 1,11	3,29 ± 0,68	4,29 ± 0,77
MnO	0,18 ± 0,01	0,14 ± 0,05	0,15 ± 0,06
MgO	6,30 ± 1,12	4,99 ± 0,56	8,11 ± 0,57
CaO	10,50 ± 1,27	9,32 ± 1,13	9,29 ± 0,79
Na ₂ O	2,83 ± 0,38	3,63 ± 0,66	2,96 ± 0,28
K ₂ O	1,99 ± 0,68	2,10 ± 0,07	0,25 ± 0,27
P ₂ O ₅	0,32 ± 0,16	—	0,10 ± 0,04
П.п.п.	1,97 ± 0,95	2,11 ± 0,55	2,09 ± 0,40
Влага	0,56 ± 0,35	0,75 ± 0,76	0,95 ± 0,14
Сумма	99,41	100,11	100,08
Qz	—	—	—
Al	3,27	0,99	—
Di	18,01	17,62	9,04
Ol	13,88	10,51	9,37
Hу	—	—	14,51
Rb	28	42	3,1
Ni	40	14	30
Co	21	16	28
V	133	150	290
Cr	135	75	96

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	Толейтовая серия осевой зоны	Щелочная серия северной зоны	
	4	5	6
SiO ₂	54,22 ± 0,47	48,08 ± 0,77	51,48 ± 1,11
TiO ₂	0,61 ± 0,04	0,61 ± 0,13	0,63 ± 0,10
Al ₂ O ₃	18,54 ± 0,16	11,80 ± 1,41	17,68 ± 1,41
Fe ₂ O ₃	4,02 ± 0,30	6,31 ± 0,42	5,30 ± 0,97
FeO	3,51 ± 0,15	3,87 ± 0,38	2,13 ± 1,00
MnO	0,14 ± 0,03	0,16 ± 0,02	0,14 ± 0,04

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Компоненты	Толейтовая серия осевой зоны	Щелочная серия северной зоны	
	4	5	6
MgO	4,38 ± 0,67	9,97 ± 1,62	3,68 ± 1,01
CaO	5,73 ± 1,18	11,75 ± 1,52	8,21 ± 2,45
Na ₂ O	4,30 ± 0,78	1,78 ± 0,70	3,56 ± 1,08
K ₂ O	0,26 ± 0,16	2,61 ± 0,78	3,80 ± 1,42
P ₂ O ₅	0,15 ± 0,06	0,34 ± 0,10	0,53 ± 0,13
П.п.п.	2,25 ± 0,39	1,14 ± 0,36	1,95 ± 1,06
Влага	1,15 ± 0,42	1,63 ± 0,73	0,57 ± 0,50
Сумма	99,95	100,05	99,07
Qz	2,16	—	—
Al	—	3,91	2,84
Di	—	33,27	12,84
Ol	—	16,24	8,53
Hу	19,78	—	—
Rb	8,8	61	69
Ni	22	157	11
Co	25	50	13
V	265	105	139
Cr	57	220	45

П р и м е ч а н и е. 1 — субщелочные оливиновые и роговообманковые базальты (среднее из 14 анализов); 2 — лейкократовые субщелочные роговообманковые базальты (среднее из 6 анализов); 3 — толейтовые роговообманковые базальты (среднее из 6 анализов); 4 — роговообманковые андезито-базальты (среднее из 4 анализов); 5 — анкармиты (среднее из 12 анализов); 6 — щелочные оливиновые базальты (среднее из 8 анализов); * — среднеквадратичные отклонения.

+ Сrx + Pf ± Mt, в которых постоянно участвует оливин и полностью отсутствует биотит. В нодулях субщелочной и щелочной зон появляется биотит, оливин устанавливается в единичных случаях, резко сокращаются Сrx + Pl ассоциации и заметно расширяются поля Amph + Pl + Mt и Сrx + Amph + Mt равновесий. Количество биотита в нодулях повышается от субщелочной (1–3%) к щелочной зоне (8–10%).

Данные о химическом составе рассматриваемых пород свидетельствуют о четкой депрессии содержания калия и понижении нефелиновых норм в безбиотитовых нодулях толейтовой серии, отражающей депрессию содержания калия во вмещающих базальтах.

Сопряженное изменение состава нодулей и вмещающих их базальтов указывает на латеральное изменение состава и условий эволюции средне-эоценовых исходных базальтовых магм. В частности, резкое сокращение

интервала кристаллизации включений в толейитовой серии и постоянное сосуществование в них оливина с анортитом, клинопироксеном и амфиболом свидетельствуют об относительном понижении P_{H_2O} и $P_{общ}$ в осевой зоне (Грин, Рингвуд, 1968; Holloway, Burnkam, 1972). В том же направлении происходит относительное понижение P_{O_2} , на что указывает повышение ульвошинелевой составляющей в окисных фазах нодулей из толеитов ($Mt_{9,1-8,9}$ $US_{P_{11-9}}$ субщелочная серия, $Mt_{8,0-7,3}$, $USp_{2,7-2,0}$ толеитовая серия) (Buddington, Lindsley, 1964).

Латеральная зональность в распределении базальтов разной щелочности с низкокальциевыми оливин-гиперстеннормативными базальтами в осевой зоне и щелочными нефелиннормативными на флангах типична для многих активных рифтов. Наиболее полно подобная зональность изучена для срединно-океанических рифтов (Kay, Hubbard, Gast, 1970), островов Красного моря (Gass, Mallick, Cox, 1973), треугольника Афар (Mohr, 1971), депрессии Рио-Грандо (Lippman, 1969) и др. Проявление зональности базальтового вулканизма, совершенно аналогичного по типу указанным выше примерам, в период максимального растяжения Аджаро-Триалетского трога хорошо согласуется с концепцией о мел-палеогеновом Черноморско-Аджаро-Триалетском палеорифте (Адамия и др., 1974а).

Вместе с тем важно подчеркнуть, что в отличие от интраконтинентальных и срединно-океанических рифтовых серий раннепалеогеновые базальты Аджаро-Триалетии характеризуются повышенным содержанием H_2O и низкой титанистостью. По этим характеристикам они близки базальтам островных дуг, а также базальтовым сериям окраинных и интрадуговых морей. Для примера можно назвать интрадуговой рифт Нью-Джорджия Британских Соломоновых островов, базальтовая серия которого проявляет целый ряд сходных петролого-петрохимических черт с раннепалеогеновым вулканизмом Аджаро-Триалетии (Stanton, Bell, 1969; Cox, Bell, 1972).

В верхнем эоцене площадь активного вулканизма резко сокращается. Вулканическая активность затухает в восточной части региона, в западной же его части наблюдается миграция вулканических центров к югу (см. рис. 1). В Южной Аджаро-Триалетии (Южная Аджария, Ахалцихская депрессия) в верхнем эоцене и, возможно, в раннем олигоцене формируется 2,5–3 км толща, представленная ассоциацией высококальциевых пород шошонитовой серии и известково-щелочных роговообманковых андезитов.

В комплексе установлены следующие типы пород: слабощелочные базальты, оливиновые трахибазальты (шошониты), пироксеновые, биотитовые и роговообманковые трахиандезиты (породы типа латитов), биотитовые и роговообманковые деллениты (банакиты), роговообманковые андезиты с повышенным содержанием K_2O . Преобладают породы среднего состава – трахибазальты, трахиандезиты, роговообманковые андезиты. Базальты играют подчиненную роль и характеризуются низкой магнезиальностью (3–5% MgO) (табл. 3).

Химический и нормативный состав типичных пород верхнеэоценового комплекса Аджаро-Триалетии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,72	52,76	58,80	69,05	59,55	46,73	58,30
TiO ₂	0,82	0,52	0,60	0,27	0,32	1,98	0,23
Al ₂ O ₃	17,08	21,55	19,05	15,82	16,06	15,32	18,06
Fe ₂ O ₃	5,07	2,53	2,15	2,32	5,73	4,90	3,23
FeO	4,62	2,72	3,99	1,33	1,08	5,13	1,00
MnO	0,14	0,20	0,14	0,07	0,07	0,15	0,14
MgO	4,73	2,08	1,40	1,02	4,00	6,25	1,22
CaO	9,24	6,75	1,47	1,80	4,76	9,71	2,96
Na ₂ O	3,45	3,90	4,84	3,20	4,00	2,35	2,80
K ₂ O	2,80	4,32	4,70	6,27	2,34	3,80	8,00
P ₂ O ₅	0,16	0,55	0,41	0,56	0,28	0,13	0,11
SO ₃	—	0,20	0,61	0,22	Сл.	0,13	—
Влага	1,66	0,28	0,36	2,23	0,90	1,05	1,00
П.п.п.	0,29	1,44	0,72	0,76	1,36	2,40	2,76
Сумма	99,95	99,82	99,56	100,04	100,44	100,03	99,81
Qz	—	—	5,48	15,84	11,65	—	6,97
Ne	2,98	2,27	—	—	—	3,77	—
Ol	4,60	4,10	—	—	—	6,10	—
Hu	—	—	8,39	2,57	10,44	—	2,83

Примечание. 1 — базальт; 2 — оливиновый трахибазальт (шошонит); 3 — биотитовый трахиандезит; 4 — биотитовый делленит; 5 — роговообманковый андезит; 6 — калибазальт; 7 — трахит.

Для позднепалеогенового комплекса Аджаро-Триалетии типичны развитие пачек туфоконгломерата, частая косая слоистость, обилие растительного детритуса, отдельные участки наземных шлаков и агглютинатов. Все перечисленные факты свидетельствуют о появлении многочисленных вулканических островов, возвышающихся над уровнем мелководного верхнеэоценового моря.

В верхнем эоцене, таким образом, контрастность геодинамических условий, существовавшая между Понтийско-Малокавказским поясом островодужного типа и Аджаро-Триалетским рифтом, стирается. Повсеместно наблюдается общее резкое сокращение площади активного вулканизма и формируются высококальциевые известково-щелочные и шошонитовые серии, характерные для конечной стадии развития островных дуг (Keller, 1974).

- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. – "Геотектоника", 1974а, № 1.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. – Докл. АН СССР, 1974б, т. 216, № 4.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. – "Геотектоника", 1966, № 3.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Дифференциация базальтовой магмы в глубинных коровых очагах в связи с формированием горблендитов и родственных им пород. I Междунар. геол. конгресс. Докл. сов. геологов, т. I. Магматические процессы, 1972.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Надарейшвили Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Грузии. – Труды регион. петрогр. совещ. по волпр. геологии магматич. образ. Кавказа, Крыма и Кавказ. Ереван, 1973.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии. – В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси, "Мецниереба", 1974.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerales and synthetic equivalents. – J. Petrol., 1964, v. 54.
- Cox K.G., Bell I.D. A crystal fractionation model for the basaltic rocks of the New Georgia. British Solomon Islands. – Contr. Mineralogy and Petrology, 1972, v. 37, N 1.
- Gass J.G., Mallick D.J.I., Cox K.G. Volcanic islands of the Red Sea. – J. Geol. Soc., 1973, v. 129.
- Holloway O.R., Burnkam C.W. Melting relation of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. – J. Petrol., 1972, v. 13.
- Kay R., Hubbard N.J., Gast P.W. Chemical characteristics and origin of oceanic rocks. – J. Geophys. Res., 1970, v. 75.
- Keller I. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. – Contr. Mineralogy and Petrology, 1974, v. 46.
- Lippman P.W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, south Colorado and northern Mexico. – Geol. Soc. Am. Bull., 1970, v. 80, N 7.
- Mohr P.A. Ethiopian rift and plateaus some volcanic petrochemical differences. – J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 8.
- Stanton R.L., Bell D.J. Volcanic and associated rocks of the New Georgian group, British Solomon Island Protectorate. – Overseas. – Geol. and Mineral. Resources, 1969, v. 10, N 2.

А.А. Габриелян, С.Г. Карапетян, Э.Х. Харазян, К.Г. Ширинян

Геологический институт АН Арм.ССР

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА НА ФОНЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АНТИКАВКАЗА

Неотектонический (орогенный) подэтап развития в геосинклинальных складчатых областях и в древних и в молодых платформах знаменуется резко дифференцированными блоковыми движениями земной коры, формированием современных мегаформ рельефа – возникновением горных хребтов и заполненных морскими и континентальными молассами краевых, межгорных и внутригорных впадин. Для Кавказа начало этого

подэтапа датируется олигоценом, т.е. временем заложения Рионо-Куринской и Среднеараксинской впадин и геоантиклинальных поднятий мегаантиклинорий Большого Кавказа и Антикавказа.

На Антикавказе орогенный подэтап делится на две стадии: раннеорогенную (олигоцен-миоцен) и позднеорогенную, охватывающую плиоцен и антропоген.

В раннеорогенной стадии складчатые и колебательные движения, происходившие главным образом в остаточных геосинклинальных прогибах, сопровождались сравнительно ограниченными и локальными вулканическими извержениями, представленными преимущественно породами среднего состава (амульсарская и нижнеэльпинская свиты палеотипных андезитов, абракунисская туфообломочная свита и др.), тектонически приуроченными к мульдовым частям Еревано-Ордубадской мегасинклиной зоны и Севанского прогиба.

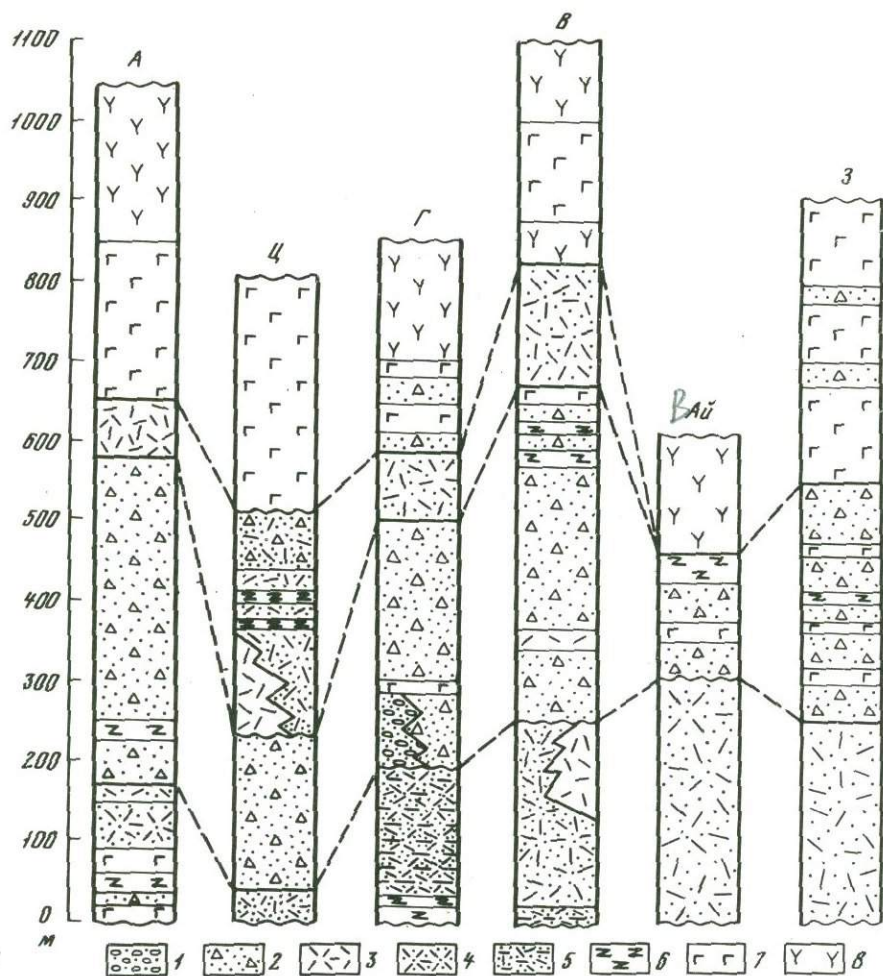
В позднем олигоцене-миоцене в связи с некоторым ослаблением блоковых движений и общим сжатием Антикавказа вулканическая деятельность ослабляется. В это время имели место внедрения лишь небольших гранитоидных интрузий (часть Мегринского плутона и отдельные массивы в Севанском синклиории).

В среднем-верхнем миоцене дифференцированные тектонические движения еще больше ослабевают, что приводит к общей пенеппенизации рельефа (тонкие молассы эвапоритового состава) и прекращению (или очень слабому проявлению) вулканической деятельности.

Наиболее мощно и разнообразно вулканическая деятельность развивается в позднеорогенной стадии (плиоцен-антропоген). В последней выделяются две подстадии: нижне-среднеплиоценовая и верхнеплиоцен-антропогеновая, резко отличающиеся типами тектонических движений, характером вулканизма и парагенетическими комплексами вулканитов.

В первой из указанных подстадий (в частности, в нижнем плиоцене) происходили слабые складкообразовательные движения, а затем и общее сводообразное эпейрогенетическое поднятие всего Антикавказа, сопровождавшееся возникновением многочисленных новых и омолаживанием некоторых древних — унаследованных разрывных нарушений, давших начало интенсивному субэаральному вулканизму. Продукты нижне-среднеплиоценового вулканического комплекса мощностью до 1,2 км широко распространены по всей центральной части Антикавказа, от Ахалкалакского нагорья на северо-западе, до Сюникка на юго-востоке, покрывая площадь более 600 км² (рис. 1, см. вклейку). Разнообразные лавы и вулканогенно-обломочные образования, известные в литературе под названиями годердзской, кисатибской, воччабердской, гегамской, биченагской свит, распространены в пределах главнейших горных сооружений этой территории, слагая преимущественно водораздельные части хребтов и гребни их отрогов.

Центральная диагональная часть Антикавказа, в которой отлагались вулканогенно-обломочные образования, в это время представляла межгорную котловину (скорее серию котловин) с мелководно-озерным режимом, ограниченную с северо-востока и с юго-запада Сомхето-Карабахской и Среднеараксинской зонами поднятий.



Р и с. 2. Схема сопоставления главнейших разрезов ниже-среднеплиоценовой вулканогенной свиты Антикавказа

Районы распространения: А – Ахалкалакский; Ц – Цахкуняцкий; Г – Гегамский; В – Варденисский, Ай – Айодзорский; 3 – Зангезурский; 1 – проливиальные образования; 2 – вулканогенно-обломочные образования андезитодацитового состава; 3 – липарит-липарито-дацитовые лавы; 4 – липарит-липарито-дацитовые пирокластиты; 5 – липарит-липарито-дацитовые пирокластиты с примесью терригенного материала; 6 – оливиновые, оливин-пироксеновые и др. долериты, базальты и андезито-базальты; 7 – пироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфибол-биотитовые андезиты; 8 – крупнополовошпатовые амфибол-биотитовые андезито-дациты и дациты

Основные выходы ниже-среднеплиоценового вулканического комплекса с наиболее мощными разрезами расположены в пределах западной части Ахалкалакской вулканической области (в Арсианском, Эрүшетском и Самсарском хребтах) и по всей площади Центральноармянской вулканической области: на Цахкуняцком, Гегамском, Варденис-

ском, Зангезурском хребтах и в Западном Айоцдзоре. Сопоставление геологических разрезов (рис. 2) выявило большое сходство ниже-среднеплиоценовых вулканитов всех районов, что указывает на однообразие тектонических условий вулканизма данного времени по всему Антикавказу. Общий разрез ниже-среднеплиоценовой вулканической свиты Антикавказа можно представить в следующем виде (снизу вверх).

1. Нижняя подсвита белесоватых, умеренно кислых вулканических пород (белесоватая свита Приереванского района и Западного Айоцдзора) (Асланян, 1958; Габриелян, 1964). Представлена она различными дацитовыми, липарито-дацитовыми и трахилипаритовыми эффузиями и их пирокластолитами (пемзовые туфобрекчии, туфы, туфоалевролиты, пеплы и др.). В взрывных продуктах участвует также грубообломочный андезит-дацитовый материал. Эта подсвита с отчетливым угловым и эрозионным несогласием перекрывает различные горизонты более древних пород (до миоцена включительно). Наиболее характерные обнажения подсвиты наблюдаются в долине р. Куры, в основании разреза годердзской свиты (окрестности пещерного монастыря Вардзия), в основании новейшего вулканического комплекса Цахкуняцкого хребта (бассейн р. Кабах), на юго-западном подножье Гегамского нагорья (между селами Джрвеж, Вохчаберд, Мангос), на Вардениском хребте (верховья бассейнов рек Варденик и Ехегис), на Зангезурском хребте (районы Сианского и Воротанского перевалов) и, наконец, в западном Айоцдзоре (окрестности сел Элпин, Ахавнадзор, Зовашен). Наибольшая мощность подсвиты в вышеперечисленных районах достигает 300 м.

В основании ее в Приереванском районе, в долинах рек Куры и Уравели, залегает несколько покровов мандельштейновых базальтов и долеритов суммарной мощностью до 40–45 м.

2. Подсвита вулканогенно-обломочных пород Среднего состава (собственно вохчабердская свита). К этой подсвите относятся нижние и средние части разрезов годердзской, вохчабердской и других вышеупомянутых свит, сложенных туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, агломератовыми витрокластическими туфами, преимущественно андезито-дацитового состава, с многочисленными межформационными покровами различных андезитов, андезито-дацитов и дацитов, редко липарито-дацитов. Вторая подсвита залегает на породах нижней белесоватой подсвиты с небольшим эрозионным несогласием, а местами — согласно.

Непрерывные обнажения второй подсвиты, выраженные в рельефе в виде вертикальных карнизов, прослеживаются вдоль юго-западного и южного подножий Гегамского нагорья, от с. Вохчаберд до окрестностей Гегамского монастыря и далее, по верховьям притоков р. Веди до западного Айоцдзора, где мощность подсвиты достигает 500–600 м. Обнажения этой подсвиты известны также в центральной водораздельной части Гегамского нагорья, в верховьях ущелья Грыдзор (гегамская свита) (Багдасарян, Карапетян К. и др., 1971), на Вардениском хребте — в верховьях рек Мартуни, Варденик, Ехигис (варденисская свита) (Казарян, Кулумджян, 1967) и Масрик (басаргечарская свита) (Милановский, 1952; Казарян, Кулумджян, 1967), на Зангезуре и восточном Айоцдзоре (биченагская свита) (Азизбеков, 1961). Небольшие обнажения этих по-

род (мощностью до 150 м) известны также на Цахкуняцском хребте, в бассейне р. Кабах.

В Ахалкалакской вулканической области породы второй подсвиты развития в районе годерзского перевала (вдоль правого берега р. Квасблиани), в центральной части Ахалцихской депрессии (в окрестностях сел Кисатиби и Чобарети) и ущелий рек Куры и Паравани.

В ущелье р. Паравани (ниже г. Ахалкалаки), а также на Варденисском и Зангезурском хребтах в строении второй подсвиты принимают участие потоки мандельштейновых долеритов, оливин-пироксеновых базальтов и андезито-базальтов. В первом из указанных участков насчитывается до 10 (Схиртладзе, 1958), а на Варденисском хребте — до 7 таких потоков.

3. Подсвита липаритов, липарито-дацитов, обсидианов, перлитов, пемз, их туфов и брекчий (верхняя белесоватая подсвита). Развита в основном в центральных районах Антикавказа: на Цахкуняцском, Гегамском и Варденисском хребтах.

Полный разрез этой подсвиты имеется на Цахкуняцском хребте; она обнажается вдоль юго-западных склонов главного Техенисского отрога и в его периферийных южных, юго-восточных и восточных частях (окрестности сел Тхит, Арзакан, Ахпюрак, Макраванк, Цахкадзор, Мармарик). Породы подсвиты с заметным угловым несогласием залегают на туфобрекчиях второй подсвиты. Любопытно отметить, что куполовидные центры извержения и потоки этих пород локализованы преимущественно в западных частях Цахкуняцкого хребта. К югу и юго-востоку они фациально переходят в их эксплозивные фации. В верхах разрезов последних (окрестности сел Арзакан, Макравани и Цахкадзор и верховья второго и третьего правобережных притоков р. Мармарик) встречаются два-три межформационных покрова оливиновых и оливин-пироксеновых базальтов и андезито-базальтов общей мощностью до 35 м.

Мощность верхней белесоватой подсвиты на Цахкуняцском хребте составляет 200–220 м, а на Варденисском хребте — около 120 м. На последнем породы данной подсвиты обнажаются в верховьях рек Варденик, Арцванист, Ехигис (в основании массивов гор Сандухкасар, Варденик) и Масрик (в окрестностях с. Верхняя Шоржа). К указанной подсвите можно отнести также ниже-среднеплиоценовые липариты и липарито-дациты куполовидных массивов Маралдаг и Далидаг (абсолютный возраст 3,5–6,0 млн. лет).

На Гегамском нагорье к третьей подсвите относятся белые пемзовые пеплы, пески и мелкообломочные брекчии с подчиненным количеством грубообломочных андезито-дацитов (мощностью около 50–70 м), обнажающихся на обоих бортах Гегардского ущелья. К этой подсвите относятся также среднеплиоценовые купола Гюмуш и Авазан (абс. возраст 5 млн. лет), расположенные в бассейне среднего течения р. Раздан (Карапетян С., 1968).

В Ахалкалакской вулканической области породы третьей подсвиты имеют ограниченное развитие. К ним относятся липарит-обсидиановые купола Коюндаг и Иньякдаг, а также белые пемзовые пеплы и обсидиановые галечники, обнажающиеся из-под верхнеплиоценовых долеритовых

базальтов окрестностей сел Ташбаши и Кудеиси Цалкинского района (Схиртладзе, 1958). Синхронным с этой подсветой является также небольшой выход липарито-дацитов и обсидианов, обнажающийся у с. Ениель Амасийского района; здесь эти породы сверху перекрыты верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами (Габриелян, Харазян, 1967).

4. Подсвета эффузивных пород среднего состава, известная в Армении под названием цахкуняцкой свиты (Габриелян, 1964), а в Грузии — самсарской (Схиртладзе, 1958), сложена многочисленными потоками и покровами двупироксеновых андезитов, пироксен-роговообманковых андезито-дацитов, роговообманково-биотитовых и крупнополовошпатовых дацитов. Эти вулканиты всюду венчают разрезы нижне-среднеплиоценовой вулканогенной свиты Антикавказа; наибольшую мощность (до 550 м) они имеют на Восточно-Севанском хребте (Милановский, 1952).

Возраст последних трех описанных подсвет на основании геологических и радиологических данных (4—8 млн. лет) большинством исследователей (Асланян, 1958; Азизбеков, 1962; Габриелян, 1964; Багдасарян, Карапетян и др., 1971; и др.) определяется как послесарматский и доверхнеплиоценовый, т.е. нижне-среднеплиоценовый. Нижняя же белесоватая подсвета условно относится к верхнему сармату (Габриелян, 1964).

В формировании нижне-среднеплиоценовой вулканогенной свиты Антикавказа главную роль играли крупные полигенные вулканы, о существовании которых свидетельствуют обнаруженные во многих районах (на Цахкуняцком, Гегамском, Варденисском, Зангезурском хребтах) поля гидротермально измененных — алунизитизированных и вторично окварцованных пород (Куплетский, 1929; Милановский, 1952; Центрер, Розина, 1972; Kharazian, Torosian, 1973), а также большое развитие вокруг последних сложной системы даек, некков и экструзий (Милановский, 1952; Азизбеков, 1961).

В Ахалкалакской вулканической области центрами базальтов основания нижне-среднеплиоценовой свиты, вероятно, служили трещинные вулканы, расположенные на границе Сомхетской глыбы с Аджаро-Триалетской складчатой системой (Схиртладзе, 1958). Средние и кислые вулканиты (как лавы, так и пирокластиты) в восточной части этой области, по мнению Н.И. Схиртладзе (1958), связаны с сильно разрушенными полигенными центральными вулканами Самсарского хребта (Большой Абул, Малый Абул, Сасар и др.), а вулканиты Эрушетского и Арсианского хребта — с полигенными вулканами, находящимися, вероятно, за пределами территории СССР (в Турции). Как нам кажется, роль Самсарских вулканов в образовании нижне-среднеплиоценовых пирокластитов Ахалкалакской вулканической области несколько преувеличена. Об этом, в частности, свидетельствует то обстоятельство, что мощности пирокластитов с запада на восток, т.е. в сторону предполагаемых центров, заметно уменьшаются, составляя всего несколько десятков метров (у с. Малый Самсар), а на восточной стороне Самсарского хребта полностью отсутствуют. Маломощные пласты кислых пепловых туфов и обсидиановых галечников Цалкинского района не имеют ничего общего с самсарскими

вулканами и, вероятно, связаны с куполами северной части Кечутского хребта — Коюндагом, Инякдагом. Вся грубообломочная же масса ниже-среднеплиоценовой свиты Ахалкалакской области, скорее всего, была принесена с вулканов, расположенных на территории Турции.

В начале второй (верхнеплиоцен-антропогеновой) подстадии позднеорогенного развития Антикавказа наблюдается некоторый тектонический покой, приведший к ослаблению вулканической деятельности и планиции рельефа. Однако в среднем и верхнем акчагыле и апшероне, а затем в антропогене тектонические движения вновь резко усиливаются и в отличие от движений предыдущей подстадии проявляются в резко дифференцированной форме (особенно в антропогене). Вследствие этого территория Антикавказа окончательно расчленяется на ряд самостоятельных блоков — вулcano-структурных подзон (Самсарская, Кечутская, Арагацкая, Гегамская, Вардениско-Айодзорская, Сюникская и Кафанская), приуроченных к сводово-глыбовым поднятиям древних — доорогенных антиклинорных массивов. Основными тектоническими факторами, контролировавшими верхнеплиоцен-антропогеновый вулканизм, явились разломы и трещины глубокого заложения, возникшие в результате раскалывания указанных жестких массивов, испытывавших дифференцированные движения большой амплитуды. Большинство районов и центров извержений связаны с зонами разломов и трещин поперечного (Антикавказского) направления. Крупнейшей из них является зона Транскавказского поперечного поднятия (и одноименного разлома), ось которого прослеживается вдоль линии Арарат—Арагац—Кечутский и Самсарский хребты и в северном направлении через Дзирульский выступ и центральную приподнятую часть Кавказского хребта переходит в Ставропольскую антеклизу и далее — в пределы Русской платформы, ограничивая Прикаспийскую синеклизу с запада.

Особо важными являются также региональные разломы, ограничивающие Анкавано-Сюникскую шовную зону, вдоль которых расположены вулканические аппараты Сюника, северного Айодзора и отчасти Гегамского нагорья. К ней приурочены термоминеральные источники полосы Татев-Сисиан-Джермук-Мартуни-Камо-Мармарик.

Наряду с глубинными разломами и трещинами, служащими основными путями подъема магмы из глубинных очагов, значительную роль в ее перемещении в более верхние горизонты земной коры и локализации центров извержений играли также менее глубокие, временно приоткрывшиеся разломы и трещины, оперяющие первые.

Продукты второй подстадии вулканизма отчетливо подразделяются на две группы, соответствующие двум фазам вулканической активности: верхнеплиоцен-нижеантропогеновой и средне-верхнеантропогеновой.

Породы первой фазы имеют главным образом покровный характер и бронируют, а местами нивелируют сравнительно слабо пенепленизированный рельеф почти всей центральной и юго-восточной части Антикавказа — от Ахалкалакского вулканического нагорья на северо-западе до Сюника на юго-востоке. Эффузивными образованиями этого возраста сложены вулканические сооружения Кечутского, Гегамского, Ишхан-

сарского хребтов, вулканические массивы гор Арарат, Арагац, Араилер и др., а также окружающие эти сооружения высокогорные лавовые плато.

В пределах Кечутского, Гегамского и Арагацского нагорий вулканизм верхнеплиоцен-нижеантропогеновой фазы начинался с многократных массовых излияний долеритовых базальтов. Последние со средней мощностью 150–180 м бронируют Ахалкалакское, Цалкинское, Карсское, Гукасянское, Лорийское и Канакерско-Теджабакское плато, а также некоторые участки западного и юго-западного побережий оз. Севан, покрывая площадь более 5000 км². Верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами местами полностью заполнены также широкие, сформировавшиеся в среднем плиоцене древние речные долины: Храмы, Машавера, Ахуриан, Дзорагет, Дебед, Раздан. Вниз по течениям этих рек долеритовые базальты непрерывно прослеживаются на расстояние до первой сотни километров. Эти базальты вдоль региональных разломов местами дислоцированы и образуют надразломные и приразломные, узкие и вытянутые, обычно асимметричные и хорошо выраженные в рельефе валообразные антиклинальные складки или флексурные уступы (Габриелян, Харазян, 1967).

За долеритовыми базальтами последовали излияния верхнеплиоцен-нижеантропогеновых вулканитов, представленных в Транскавказской зоне андезит-базальт-дацитовой, а в Анкавано-Сюникской зоне – базальт-андезитовой или андезито-базальт-андезитовой гомодромной сериями.

В некоторых районах после излияния долеритовых базальтов последовало независимое извержение кислых вулканитов липарит-дацитового состава (липариты, липарито-дациты, обсидианы, перлиты, пемзы), развитых в пределах Арагацского (вулкан Артени), Гегамского (вулканы Спитаксар, Гехасар, Атис, Гутансар), Варденисского (вулкан Карных-рых) и Сюникского (вулканы Базенк, Мец и Покр Сатанакар и др.) блоков.

Средне-верхнеантропогеновые вулканические образования Антикавказа по объему несколько уступают верхнеплиоцен-нижеантропогеновым и приурочены к водораздельным частям хребтов и к понижениям современного рельефа. Эти вулканиты по внешнему облику совершенно свежи и сохраняют первичные формы течения и залегания потоков и покровов (бортовые валы; канатная, бугристая поверхность и т.д.).

В отдельных областях Антикавказа средне-верхнеантропогеновые вулканические продукты представлены андезито-дацитами и дацитами на Самсарском хребте, андезито-базальтами и андезитами на Кечутском хребте, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацит-дацитами на Арагацском нагорье, базальтами, андезито-базальтами и андезитами на Гегамском, Варденисском хребтах и в восточном Айоцдзоре, трахибазальтами, трахиандезито-базальтами и трахиандезитами на Сюнике, лимбургитами и нефелиновыми базанитами в Кафанском районе (Карапетян, 1963; Харазян, 1973; Ширинян, 1973; Ширинян, Нагапетян, 1974).

Главнейшими центрами извержений верхнеплиоцен-антропогеновых вулканитов были крупные полигенные (Арарат, Арагац, Араилер, Кечут, Ишхансар и др.), а также многочисленные моногенные (около 400) вулканы, разбросанные по всей территории Центрального Антикавказа (Паффенгольц, 1947; Милановский, 1956; Асланян, 1958; Схиртладзе,

1958; Ширинян, 1957, 1961; Карапетян К., 1963, 1972; Карапетян С., 1966, 1972; Харазян, 1970, 1973; и др.).

Основными типами извержений были трещинный, центральный, ареальный, ареально-трещинный и паразитически-ареальный (подчиненный крупным полигенным трещинным и центральным вулканам; Харазян, 1975).

В целом между верхнеплиоцен-антропогеновыми вулканическими проявлениями Транскавказского поперечного поднятия и Анкаван-Сюникской зоны и подчиненными им отдельными вулкано-тектоническими структурами (блоками) наблюдаются определенные различия. Это относится к масштабам вулканических процессов, типам извержений, вещественному составу и петрохимическим особенностям вулканитов. Так, в Самсарском, Кечутском, Гегамском, Варденисском блоках извержения носили почти исключительно эффузивный характер с подчиненной ролью взрывного материала (шлаки, бомбы, лапилли и др.). На Арагацском и Сюникском же блоках имели место также и сильные взрывные извержения, обусловившие накопление игнибритовых (в Арагацской области) и грубообломочно-туфобрекчиевых (горисская свита Сюника) отложений. Недифференцированные долеритовые базальты основания верхнеплиоцен-антропогеновой вулканической свиты констатируются в ареале Транскавказского поперечного поднятия (Кечутский и Арагацкий блоки) и в районе соседнего Гегамского блока.

В Самсарском и Кечутском блоках, расположенных рядом, масштабы верхнеплиоцен-антропогеновых извержений совершенно разные: на Кечуте разнообразный по составу материал (от долеритовых базальтов до дацитов) составляет в объеме около 650 км^3 . На Самсаре вулканиты представлены только андезито-дацитовыми и дацитовыми разновидностями, объем которых не превышает нескольких кубических километров.

Верхнеплиоцен-антропогеновые вулканиты Кечутского блока характеризуются двупироксеновыми (андезито-базальты и андезиты) и роговообманково-двупироксеновыми (андезито-дациты и дациты) петрографическими типами и соответствуют нормальным известково-щелочным естественным ассоциациям (Лассен пик — Йеллоустонский парк). В Арагацском блоке роговообманковые вулканиты полностью отсутствуют, а вулканиты Гегамского блока характеризуются только монопироксеновыми разновидностями (Карапетян, 1963). Среди верхнеплиоцен-антропогеновых вулканических пород Вардениско-Айоцзорского и Сюникского блоков преобладают уже монопироксен-роговообманковые петрографические типы, но в то же время сюникские вулканиты отличаются от вардениско-айоцзорских трахитоидным характером (Ширинян, 1973).

Таким образом, верхнеплиоцен-антропогеновые вулканические породы в каждой из указанных вулкано-тектонических структур имеют свои характерные особенности. В этом отношении исключение составляют лишь долеритовые базальты, повсеместно представленные щелочными оливинными типами, близкими к щелочным базальтам Японии, описанными Х. Куно (Kuno, 1961). Такое поведение долеритовых базальтов разных блоков объясняется общностью их источника, расположенного в пределах верхней мантии, и схожими геодинамическими условиями их извержения.

Вышеуказанные принципиальные отличия между верхнеплиоцен-антропогеновыми вулканитами разных блоков, по всей вероятности, обусловлены наличием самостоятельных очагов под каждым из них.

На прилагаемых петрохимических диаграммах А.Н. Заварицкого нанесены данные многочисленных химических анализов¹ различных пород ниже- среднеплиоценового и верхнеплиоцен-антропогенового вулканических комплексов Антикавказа (рис. 3, 4). На них отчетливо видна оторванность трех самостоятельных генетических групп пород: долеритовых базальтов, базальтов-дацитов и липарит-дацитов. Этот факт, а также отсутствие прямой эволюционной связи между ними лишней раз указывают на их приуроченность к различным генетическим типам магм.

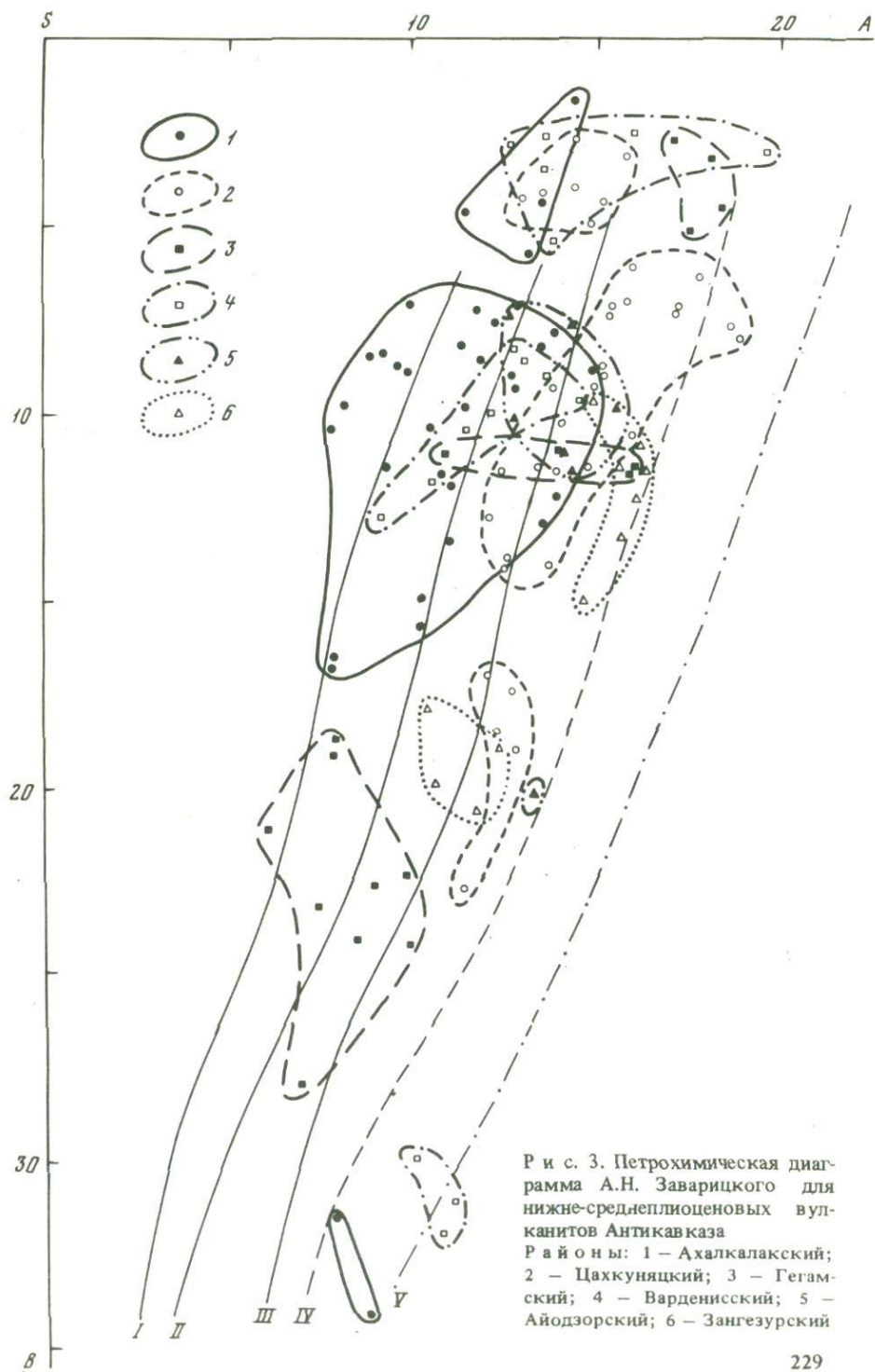
Анализ тектонического развития и изучение пространственного размещения новейших вулканических продуктов на территории Антикавказа показывают, что вулканическая активность альпийского орогенного подэтапа территориально отчетливо связана с Центральноармянской и Среднеармянской геотектоническими зонами, характеризующимися наиболее молодым возрастом тектонической консолидации. Эти две зоны в палеогене подверглись геосинклинальной складчатости, а в неогене и антропогене испытывали интенсивные дифференцированные орогенные движения. Сомхето-Кафанская же мегаантиклинорная зона, являющаяся самой древней (область киммерийской складчатости), напротив, характеризуется почти полным отсутствием новейшего вулканизма. Движения неотектонического этапа в этой зоне были менее интенсивными и менее дифференцированными. Исключение составляет северо-западная часть Сомхето-Кафанской зоны (Сомхетская глыба), где позднеорогенный вулканизм проявляется довольно интенсивно. Это объясняется тем, что через указанный участок Сомхето-Кафанской зоны проходит Транскавказская зона поднятия и разлома, о контролирующей роли которой в развитии позднеорогенного вулканизма говорилось выше.

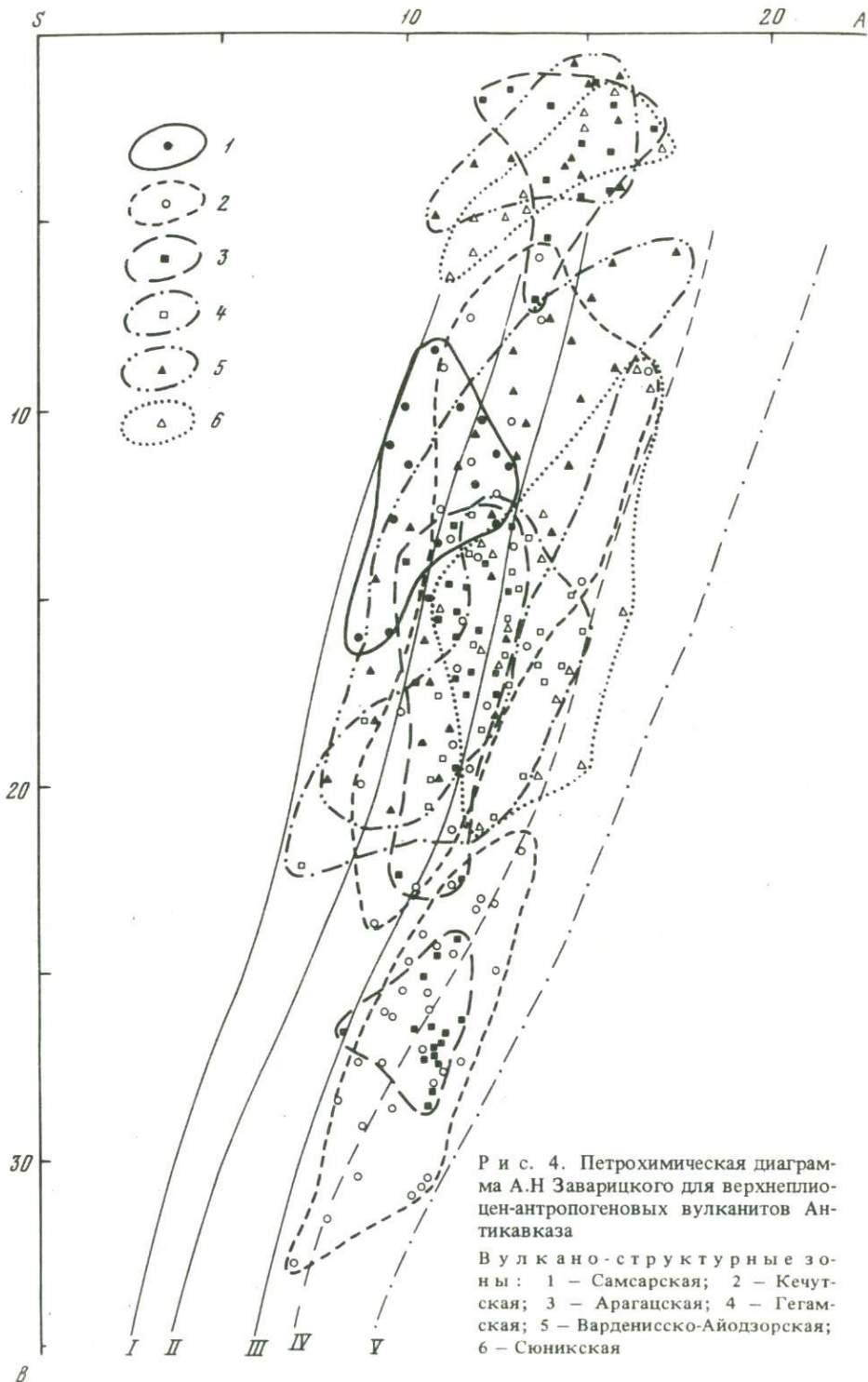
Наблюдается также отчетливая временная связь между вулканическими и тектоническими явлениями: фазы вулканизма соответствуют фазам усиления тектонических воздымательных движений. Наиболее мощный вулканизм на Антикавказе связан с позднеорогенной стадией тектонического развития.

В начале позднеорогенной стадии (в нижнем-среднем плиоцене) преобладало общее сводообразное поднятие Антикавказа, которое в конце стадии (в верхнем плиоцене-антропогене) сменилось резко дифференцированным поднятием. Это привело к раскалыванию Антикавказского свода и образованию ряда блоковых поднятий (соответствующих древним доорогенным массивам) и грабен-опусканий (на местах древних синклинорных впадин). Все это сопровождалось возникновением многочисленных новых и омолаживанием старых разломов и трещин.

Ниже- среднеплиоценовый вулканизм, территориально связанный с центральной наиболее приподнятой частью Антикавказского свода (от Ахалкалакского нагорья до Сюника), во всех районах проявился одина-

¹ Использованы анализы авторов К.И. Карапетяна, А.А. Адамян (сб. Химические составы..., 1962).





Р и с. 4. Петрохимическая диаграмма А.Н Заварицкого для верхнеплиоцен-антропогенных вулканитов Антикавказа

Вулкано-структурные зоны: 1 – Самсарская; 2 – Кечутская; 3 – Арагацкая; 4 – Гегамская; 5 – Вардениско-Айодзорская; 6 – Сюникская

ково. В составе вулканической свиты этого возраста выделены: I — нижняя белесоватая подсвета липарит-дацитовых пород; II — подсвета вулканогенно-обломочных пород среднего состава (собственно, вохчабердская свита), III — верхняя белесоватая подсвета липарит-дацитов, липаритов, обсидианов, перлитов и др., IV — подсвета лавовых пород андезитобазальт — андезит-дацитового состава (цахкуняцкая свита). Тип извержений — центральный, полигенный.

Верхнеплиоцен-антропогеновый вулканизм Антикавказа, имеющий преимущественно эффузивный характер, приурочен к зоне Транскавказского поперечного поднятия и Анкавано-Сюникской зоне, а внутри них к вулканоструктурным блокам (Самсарский, Кечутский, Арагацкий, Гегамский, Вардениско-Айощзорский, Сюникский и Кафанский). Вулканизм каждого из названных блоков имеет свои специфические особенности, обусловленные различием тектонических условий и существованием под каждым из них изолированных очагов магмообразования. Типы вулканических извержений — трещинный (полигенный и моногенный), центральный (полигенный и моногенный), ареальный, ареально-трещинный и паразитически-ареальный.

По вещественному составу, петрохимическим особенностям и геологическому положению все плиоцен-четвертичные вулканы Антикавказа подразделяются на три петрологические группы пород: долеритово-базальтовую, базальт-дацитовую и липарит-дацитовую, соответственно являющиеся производными первично-мантийной, мантийно-коровой (дифференционно-ассимиляционной) и первично-коровой магм.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, "Айпетрат", 1958.
- Багдасарян Г.П. Радиолого-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. — Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле 1972, № 5.
- Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Аветисян В.А., Дургарян В.А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований среднего течения р. Раздан по геологическим и радио-геохронологическим исследованиям. — Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1971, № 2.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1964.
- Габриелян А.А., Харазян Э.Х. К неотектонике Лорийского, Гукасянского и Цалкинского лавовых плато. — Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1967, № 1-2.
- Казарян Г.А., Куюмджян А.Г., Чибухчян З.О. О возрастном расчленении магматических пород Вардениского нагорья (Армянская ССР). — Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1967, № 4.
- Карапетян К.И. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Карапетян К.И., Адамян А.А. Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1973.
- Карапетян С.Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., "Наука", 1966.
- Карапетян С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Арм. ССР. — Изв. Арм. ССР, Науки о Земле, 1968, № 1.

- Карпетян С.Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1972.
- Куплетский Б.М.* Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. — В кн.: Бассейн оз. Севан (Гокча). Л., Изд-во АН СССР, 1929.
- Милановский Е.Е.* Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 4.
- Милановский Е.Е.* О неогеном и антропогеном в вулканизме Малого Кавказа. — Изв. АН СССР, Серия геол., 1956.
- Паффенгольц К.Н.* Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на армянск. яз.). Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1947.
- Схиртладзе Н.И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР, 1958.
- Харазян Э.Х.* Центры извержений в районе Кечутского хребта (Армянской ССР). — Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1970, № 1.
- Харазян Э.Х.* Новейший вулканизм северо-западной части Армянской ССР. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск, "Наука", 1973.
- Харазян Э.Х.* Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гетамского нагорья. — Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, № 2.
- Центер И.Я., Розинова Е.Л.* Об эродированных неогеновых вулканических аппаратах в Восточном Вайке и Зангезуре. — Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1972, № 1.
- Ширинян К.Г.* Новые данные о центрах извержений туфов и туфолав Армении. — Докл. АН АрмССР, 1957, т. XXIV, № 2.
- Ширинян К.Г.* Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1961.
- Ширинян К.Г.* О связи петрографических и петрохимических серий Армении с блоковыми структурами. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск, "Наука", 1973.
- Ширинян К.Г., Нагапетян Л.Б.* О новом типе базальтовых лав Армении. — Докл. АН Арм. ССР, 1974, т. LIX, № 1.
- Kharazian E.Kh., Torosian R.A.* Pliocene volcanism in the Armenian SSR and its ore-bearing. International Symp. on volcanism and associated metallogenesis. Abstracts. Bucharest, 1973.
- Kuno H.* High alumina Basalt. — J. Petrology, 1960, v. 1, N 2.

Ю.В. Саядян

Геологический институт АН Арм. ССР

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЭКСПЛОЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

(на примере Армянского вулканического нагорья)

Проведенные исследования свидетельствуют, что характерной особенностью плейстоценовых образований Армении является гетерогенный характер их генетических типов и фаций, обусловленный сложными палеогеографическими условиями. Формирование различных генетических типов и фаций этих образований, их распределение в плейстоценовой толще и вещественный состав находятся в тесной связи с новейшими тектони-

ческими движениями, бурным вулканизмом, непрерывно меняющимся климатическими условиями и перестройкой рельефа.

Формирование современного рельефа Армении началось, после регрессии сарматского и понтийского морей, когда территория Армении окончательно была вовлечена в полосу континентальности. Воздымание Малого Кавказа в течение новейшего геологического этапа развития сопровождалось прогибанием и трансгрессией в соседних Рионско-Куринской и Анатолийско-Иранской впадинах, а также глубинной эрозией, озерным осадконакоплением в межгорных депрессиях при благоприятных климатических условиях и бурном вулканизме.

Наиболее примечательные особенности плейстоцена Армении — интенсивный вулканизм, приуроченный к концу ледниковых и к межледниковым эпохам, а также наступания и отступания горных ледников в ледниковые и межледниковые эпохи.

Одной из важных и первоочередных задач изучения плейстоценовой вулканогенной толщи и различных плейстоценовых образований Армении является разработка местной детальной стратиграфической шкалы, на которой четко были бы сопоставлены немые вулканогенные свиты и осадочные образования.

За последние годы в Армении была сделана первая попытка в этом направлении — изучен Ширакский опорный разрез континентальных плейстоценовых образований — уникальный как по разнообразию литолого-фациальных особенностей отложений, обилию фаунистических и флористических остатков, так и по благоприятному сечению осадочных толщ с вулканическими образованиями массива Арагац, на котором сохранились следы древнего оледенения (Саядян, 1972). По разнообразию природных фактов аналогичное уникальное значение имеют разрезы озерных отложений Араратской, Севанской и Памбакской котловин. Но они, к сожалению, пока еще не полностью изучены. Однако уже накопленный материал позволяет предполагать, что события, развивающиеся в плейстоцене в Армении, были обусловлены общепланетарными явлениями и в то же время зависели от местных природных условий. Изменения климата были тесно связаны и историей оледенений Русской равнины и в то же время важным регулирующим фактором были тектонические движения.

Для континентальных плейстоценовых образований Армении выделяются два стратиграфических горизонта: анийский и арапийский (Саядян, 1972). На приведенной схеме анийский горизонт сопоставляется с морскими бакинскими, чаудинскими осадками и лиманными отложениями Одесского района, а арапийский — с нижнехазарскими, сингильскими и древнезвксинскими осадками Черноморско-Каспийской области. Анийская эпоха соответствовала эпохе окского оледенения Русской равнины, была плейвиальной и отличалась относительно прохладной и влажной обстановкой; арапийская эпоха соответствовала лихвинскому межледниковью и была межплеввиальной, относительно теплой и засушливой. Горные хребты Армении в анийское время покровному оледенению не подвергались, возможно, на максимальных высотах гор существовали мелкие ледники. Горные хребты Армении несут несомненные следы двух древних оледенений. Установить их возраст пока не представляется воз-

ложным, потому что нет прямых сопоставлений морен и флювиогляциальных отложений с биостратиграфически и геофизически (абсолютный возраст, палеомагнетизм) обоснованными опорными разрезами. Однако нет сомнений в том, что они моложе арапийского времени и, вероятно, соответствуют среднеплейстоценовому-днепровскому и московскому и позднеплейстоценовому-валдайскому (калининскому и ошашковскому) оледенениям Русской равнины.

Произвести детальную и непосредственную корреляцию рассматриваемых образований с европейскими не представляется возможным. Биостратиграфический принцип не дает возможности синхронизировать осадки далеко удаленных друг от друга территорий. Поэтому приходится довольствоваться уже существующими сопоставлениями осадков Понт-Каспия и Русской равнины с отложениями Центральной Европы, увязав с ними арийские и арапийские образования. К сожалению, расчленил более детально нижне- и среднеплейстоценовые образования Армении пока еще не удается.

Верхнеплейстоценовые образования республики изучены слабо. Более или менее детально изучены озерные отложения Памбакской котловины, среди которых обнаружен фаунистический комплекс, датируемый вюрмом. Голоценовые образования в Армении развиты повсеместно, однако наиболее детально их разрезы изучены в бассейне оз. Севан (Асланян, Саядян, Карапетян К., 1973).

Особое место в плейстоценовой истории Армении занимал интенсивный вулканизм. Мощные вспышки извержений периодически охватывали огромные пространства Альпийского геосинклинального пояса. В периоды развития эксплозивных извержений выбрасывалось в атмосферу огромное количество углекислого газа, аммиака, водяных паров и вулканической пыли. Процесс загрязнения атмосферы происходил медленно и так же медленно происходило его очищение в результате оседания пыли. Периоды загрязнений и очищений в плейстоцене периодически повторялись. Процесс загрязнения приводил к постепенному охлаждению поверхности Земли, а очищения — к потеплению.

Охлаждение происходило вследствие действия механизма, который называется обратным парниковым эффектом. Пылевые частицы, по размерам сравнимые с длиной волны видимого света и очень сильно рассеивающие этот свет, уменьшали количество лучистой энергии, достигающей поверхности Земли, которая в противном случае поглотилась бы и превратилась в тепло. С другой стороны, частицы оказывали относительно слабое влияние на инфракрасное излучение, длина волны которого велика по сравнению с размерами пылевых частиц. Так как большая часть излучения земной поверхности приходится на инфракрасную область, пылевые частицы не препятствовали потерям тепла. Суммарным результатом были важные изменения теплового баланса Земли, приведшие к периодическим похолоданиям в периоды вулканических вспышек и потеплениям в периоды затиший.

Главная масса газов и вулканической пыли попадала в атмосферу от неоднократных извержений туфо-игнимбритовых масс, имеющих определенную последовательность: на протяжении всего плейстоцена периоды

значительной активности совпадали с концом ледниковой или межледниковыми эпохами и чередовались с относительно спокойными.

Эту закономерность четко можно проследить в пределах Армянского вулканического нагорья и Каспийской области.

Начальная фаза позднеорогенной стадии развития Альпийского геосинклинального пояса в пределах Армянского вулканического нагорья началась в ачкагыле (начало верхнего виллафранка) излияниями основных (долеритовых и андезито-базальтовых) лав на территории Советской Армении, слагающих основание массива Арагац и обнажающихся по ущелью р. Ахурян. Эти лавы сопоставляются с охарактеризованными гиппарионовой фауной ачкагыльского возраста, аналогичными по петрографическому составу лавами бассейна среднего течения р. Раздан. Кроме того, их палеомагнитные характеристики хорошо согласуются с таковыми фаунистически охарактеризованных ачкагыльских лав Ахалакского нагорья.

В апшеронском веке мощных эксплозивных вулканических явлений на Армянском нагорье, по-видимому, не было. В предгорьях накапливались толщи континентальных галечных образований пролювиального происхождения, возраст которых определяется по находкам в них галек ачкагыльских долеритовых лав, залегающих под этими галечниками, а также по озерным отложениям бакинского или по местной терминологии — анийского возраста, перекрывающих эти галечники.

Начало проявления мощных извержений туфо-игнимбритовых масс было приурочено ко времени верхнего апшерона и нижнего баку (период предокского — предминдельского оледенения). Эксплозивный вулканизм Армении был представлен извержениями желтых и розовых пемзовых туфов и пеплов анийского типа, залегающих в основании озерных отложений Ширакской котловины, возраст которых датирован бакинским или по местной терминологии — анийским временем.

Наиболее древние плейстоценовые пирокластические породы Азербайджана залегают в нижних горизонтах бакинских пресноводно-морских отложений Каспия, слагающих хр. Дуздах. Это 20–25-сантиметровая пачка розовых и белесоватых пепловых туфов, очень сходных по своим петрографо-минералогическим особенностям с пеплами Анийского района Армянской ССР (содержат включения пемзового стекла и базальтическую роговую обманку).

К среднеплейстоценовой эксплозивной деятельности на Армянском вулканическом нагорье были приурочены извержения туфов ереваноленинканского типа и туфолов массива Арагац, завершающих разрез арапийских (сингильских) озерных отложений Ширакской котловины и относящихся к лихвинскому (миндель-рисскому) межледниковью. Пеплы этих извержений обнаружены также в районе хр. Дуздах, в нижней части морских отложений гюргянской свиты или урунджикских отложениях Каспия. Позднее проявления эксплозивного вулканизма имели место в рославльское (одинцовское) межледниковье, пеплы которого обнаружены в хазарских отложениях Каспия. В верхнем плейстоцене мощные извержения пеплов, туфов и туфолов арктического типа (массив Арагац) совпадали со временем мгинского (микулинского или ресс-вюрмского)

межледниковья. Голоценовый эксплозивный вулканизм Армении представлен туфами, развитыми на молодых речных террасах (бассейн р. Памбак и др.).

На основании изложенного четко вырисовывается граница между плиоценом и плейстоценом. Разделение этих периодов следует считать со времени проявления мощных туфо-игнимбритовых извержений в Альпийском геосинклинальном поясе, приуроченных к периоду предокского-предминдельского оледенения, т.е. ко времени верхнего апшерона — нижнего баку.

Периоды наиболее активной эксплозивной деятельности в плейстоцене в альпийской орогенной зоне, по-видимому, совпадали. Приуроченность вулканизма к концу ледниковых и к межледниковым эпохам можно рассматривать в цепи изостатического равновесия.

Воздымание земной коры, находящейся в плейстоцене под нагрузкой ледниковых масс, происходило со времени их таяния. Процессы изостатического выравнивания вызвали компенсирующие движения в областях поднятий, которые выразились разрывными нарушениями и интенсивными вулканическими явлениями.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А.Т., Саядян Ю.В., Карапетян К.Н. Ереван — Севан. — В кн.: Путеводитель экскурсий IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Ереван, 1973.
- Саядян Ю.В. Значения ширакского опорного разреза для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Закавказья. — Бюлл. комисс. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39.

В.Е. Минорин, А.Д. Харьков

Центральный научно-исследовательский горно-разведочный институт

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ КИМБЕРЛИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На территории Сибирской платформы выделяются три области распространения разновозрастных кимберлитовых пород: Вилюйская, Оленек-Анабарская и Алданская, в которых пространственно обособляются 20 кимберлитовых полей. Характеристика проявлений кимберлитовых пород дается в таблице.

Проявления кимберлитового вулканизма обычно пространственно и во времени тесно связано с проявлениями основного магматизма. В большинстве районов распространения кимберлитовых пород последним сопутствуют силы, дайки долеритов, базальтовые трубки. Внедрения расплавов происходили по разным направлениям одних и тех же зон долгоживущих глубинных разломов. Кимберлитовый вулканизм, как правило, следовал за массовым проявлением основного магматизма —

Проявление кимберлитовых пород

Область	Возраст кимберлитовых пород	Плотность кимберлитовых тел на 100 км	Соотношение трубчатых и жильных тел	Средний коэффициент удлинения сечения трубок (а : б)	Относительный размер диаметра (средний)
		От — до			
		Средняя			
Вилкойская	PZ ₂	1,8—7,5	17 : 1	2,0	1,0
	D ₃ — C ₁	3,0			
Оленек-Анабарская	PZ ₃ — MZ ₁	1,6—9,0	2 : 1	2,5	0,4
	T ₃ — J ₁	3,7			
	MZ ₂				
Алданская	J ₃ — K	4,4—6,4	4 : 1	2,0	0,6
	MZ — J (?)	5,2			

эффузивами и интрузивами средне- и верхнепалеозойских базитов и по масштабу значительно уступал последним. Иногда проявления основной магмы, предшествующие кимберлитам, не обнаруживаются непосредственно в пределах кимберлитовых полей или, наоборот, в пределах территории распространения тел основного состава не установлены кимберлиты завершающего этапа данного тектоно-магматического цикла (Харьков и др., 1972).

Эпохи кимберлитового вулканизма совпадают с эпохами интенсивного поднятия и расчленения платформы. Кимберлитовые породы внедрялись в пределах палеоподнятий, на границах с крупными впадинами и прогибами. Формирование прогибов, впадин-грабенов сопровождалось зачастую вулканической деятельностью. Основной вулканизм проявлялся главным образом внутри впадин, а по периферии на поднятиях внедрялись преимущественно интрузии основных пород, иногда трубки базальтовых туфов и в завершающий этап тектоно-магматического цикла — кимберлитовые породы, слагающие как трубки взрыва, так и интрузии, жилы, дайки. Современная структура платформы, естественно, отличается от структуры периодов кимберлитового вулканизма, однако в общих чертах наблюдается пространственная приуроченность кимберлитовых тел к зонам сочленения антеклиз, крупных поднятий с прогибами, синеклизами, разрывными над более древними впадинами, залеженными или обновленными в период кимберлитового вулканизма. Указанная закономерность обусловлена заложением крупных впадин (авлакогенов) в виде блоков кулисообразных глубинных разломов.

Все известные на платформе проявления кимберлитового вулканизма приурочены к зонам долгоживущих глубинных разломов, в пределах которых отдельные кимберлитовые поля (районы) расположены на пересечении двух систем разломов. Кимберлитовые тела приурочены к опирающимся глубинным разломам трещинам, к самим разломам или к пересе-

чениям разломов. По крайней мере для некоторых зон глубинных разломов предполагается (Балакшин, Пляскина, 1970; Кутейников, 1969; Щукин и др., 1972) сбросово-сдвиговый характер движений, что фиксируется, например, линейным расположением кимберлитовых тел возле глубинных разломов под углом $20-40^{\circ}$ к ним, склонением трубок в сторону глубинных разломов. На одной трещине в виде цепочки располагается от 2–3 до 10 кимберлитовых тел. Длинные оси сечения трубок обычно ориентированы по направлению трещин – линейной цепочки тел. Иногда сближенные трубки взрыва соединяются на поверхности или на глубине жилами. В ряде случаев жилы кимберлитов выклиниваются во вмещающих породах на расстоянии от нескольких метров до нескольких сотен метров. Наблюдаются также “кусты” трубочных тел без заметной линейности в их расположении и ориентировке длинных осей тел на поверхности.

Трубки взрыва имеют небольшие (обычно 100–200 м в поперечнике) размеры и форму неправильных овалов или линзовидную в плане. Максимальные размеры сечения трубок достигают 1 км в поперечнике. На глубине 100–200 м (с учетом эродированной части – 300–500 м) воронкообразные жерла сменяются трубообразными каналами с крутыми ($80-90^{\circ}$) углами падения контактов к центру. Установлено, что часть тел сохраняет форму трубки на глубину более 1200 м (максимальная глубина скважин), а с учетом величины эрозионного среза – более 2 км. Меньшая часть изометричных, овальных в плане трубок взрыва и, как правило, линзовидные в плане трубки уже на глубине нескольких сотен метров резко сокращаются в размерах и переходят в жилы. Форма и размеры трубок взрыва зависят от силы извержения, формы подводящего канала. В случае трещинных каналов даже при сильных взрывных процессах формируются линзовидные в плане тела, сравнительно быстро переходящие в жилы.

В прямой зависимости от силы извержения находятся размеры диатрем. Нами рассчитаны коэффициенты корреляции между площадью сечения трубки и содержанием в них алмазов для трубок разных областей, районов и в целом для алмазоносной провинции. Для Вилуйской области коэффициент корреляции $r = +0,30$ ($r_{0,05} = 0,25$), для Оленек-Анабарской $-r = +0,10$ (без трубки Аэрогеологической: $r = 0,36$, при $r_{0,05} = 0,31$), в целом для провинции $r = +0,38$ при $r_{0,05} = 0,25$, С.М. Табуновым (1971) установлена зависимость среднего содержания алмазов по кимберлитовому полю от среднего размера алмазных диатрем для Оленек-Анабарской области. Таким образом, можно утверждать, что существует прямая связь между алмазоносностью кимберлитовых тел и их размерами. Связь статистическая, слабая, так как не учитывается такой важный фактор алмазоносности, как химизм кимберлитов, а проявляется, очевидно, через энергию взрывных процессов. Зависимость между алмазоносностью трубок и морфологией их сечений (коэффициентом удлинения) не устанавливается. Для Вилуйской области коэффициент корреляции $r = -0,14$; для Оленек-Анабарской $-r = +0,08$, в целом для провинции $r = -0,09$ при $r_{0,05} = 0,19$. Следовательно, можно заключить, что форма канала трубок взрыва, выполненных кимберлитовыми породами, не влияет на содержание алмазов.

Процесс формирования трубок взрыва сопровождается дроблением, растрескиванием вмещающих пород, образованием в последних по периферии крупных трубок небольших брахиантиклиналей. Задиры вмещающих пород наблюдается обычно только в пределах воронкообразного раструба и быстро исчезает с глубиной. Зоны дробления и интенсивной трещиноватости во вмещающих породах имеют мощность от первых метров до нескольких десятков метров и более. Вдоль периметра трубок особенно крупных размеров во вмещающих породах можно наблюдать мелкие сбросы, ограниченные радиальными, концентрическими трещинами. По трещинам кимберлитовый расплав проникал во вмещающие породы в виде апофиз и тонких прожилков. Иногда бывает трудно установить визуальную границу между кимберлитами и вмещающими породами, пропитанными кимберлитовым расплавом, особенно если вмещающие породы представлены глинистыми известняками, аргиллитами. В связи с этим возникает проблема алмазности вмещающих пород, так как установленное разведочными и эксплуатационными работами содержание алмазов в экзоконтактных породах принимается некоторыми исследователями как доказательство метасоматического образования алмазов (Боткунов, 1964). Нам представляется, что подобный вывод является преждевременным, так как при детальном изучении вмещающих пород с признаками алмазности практически всегда удается обнаружить тонкие инъекции кимберлитового материала, которые, как правило, сильно изменены под воздействием постмагматических процессов. Есть основание утверждать, что алмазы и другие минералы кимберлитов проникали в экзоконтактные породы в составе инъекций кимберлитов.

Трубки взрыва выполнены ультраосновной (с повышенной щелочностью) породой, сложенной минералами и обломками мантийного материала. Основной или цементирующей массой являются агрегаты серпентина и кальцита, содержащие кристаллы оливина второй генерации, перовскит, апатит, монтичеллит, магнетит и некоторые другие минералы. Важными составными компонентами кимберлитов является материал раздробленных вмещающих осадочных, магматических, метаморфических пород. Для кимберлитов многих трубок характерны включения автолитов округлой формы с концентрически-флюидальной текстурой основной массы. Наличие центров кристаллизации в виде ксенолитов и порфирировых выделений минералов и концентрически-флюидальная текстура основной массы свидетельствуют об образовании автолитов во время перемещения кимберлитового расплава при их вращательном движении. Ксенолиты, "риффы" вмещающих пород максимально концентрируются вблизи контактов трубки. Термальное воздействие расплава на вмещающие породы наблюдается редко и проявляется в основном в интрузивных кимберлитах, образовавшихся без взрывных процессов (Харьков, 1967). В кимберлитовых брекчиях ксенолиты обычно не несут следов термального воздействия, что свидетельствует о потере тепла уже в пределах кристаллического фундамента.

Формирование трубок взрыва происходило в несколько (обычно-две три) фаз, сопровождалось обрушением в канал захваченного взрывом

материала, о чем свидетельствуют находки на глубине ксенолитов вмещающих пород верхних горизонтов осадочного чехла. За кимберлитовыми брекчиями первых фаз внедрения следовали внедрения кимберлитов с незначительным количеством ксеногенного материала фундамента и чехла платформы, но, как правило, с повышенным содержанием включений мантийного происхождения. В глубоких горизонтах трубок чаще встречаются кимберлиты интрузивной фации, представленные либо брекчиями с весьма низким содержанием ксенолитов, либо, собственно, кимберлитом с флюидалной текстурой течения. Принимая во внимание то, что морфология кимберлитов разных фаз внедрения изменчива с глубиной (иногда объем кимберлитов более поздних фаз внедрения с глубиной увеличивается), при разведке трубок сложного строения необходимо детально оконтуривать разновидности кимберлитов, принадлежащих к разным фазам внедрения, что может привести к установлению увеличения с глубиной кимберлитов с повышенной алмазоносностью.

Как уже отмечалось выше, трубкам взрыва сопутствуют интрузивные кимберлиты жильной фации. Кимберлитовые жилы предшествуют трубкам, реже формируются позднее или одновременно. В последнем случае они являются апофизами трубок и по составу мало отличаются от кимберлитовых брекчий. Разновозрастные (более ранние) с трубками кимберлитовые жилы заметно отличаются от кимберлитов трубчатой фации: они характеризуются повышенным содержанием минералов – спутников алмаза – пироба, пикроильменита, хромшпинелидов, причем доля пикроильменита в жилах возрастает. В ряде случаев пироп из кимберлитовых жил имеет более низкое содержание хрома, чем пироп из кимберлитовых брекчий трубок. Кимберлиты жильной фации характеризуются повышенным содержанием титана и фосфора. Обычно алмазоносность кимберлитовых жил ниже, чем алмазоносность трубчатых кимберлитов.

Морфологические особенности алмазов из кимберлитовых жил заметно отличаются от алмазов из трубок, причем среди жильных алмазов преобладают ромбододекаэдрические кристаллы. Все эти данные позволяют заключить, что кимберлиты жильной фации принадлежат к самостоятельной фазе кимберлитового магматизма, расплав которой генерировался на более высоких уровнях мантии, чем расплав кимберлитов жерловой фации.

Термодинамические условия формирования расплавов жильных кимберлитов были, вероятно, недостаточно благоприятными для кристаллизации алмазов.

Изучение природных парагенезисов минералов протоматического этапа кристаллизации кимберлитов и минерального состава включений глубинных (мантийных) пород в кимберлитах, а также экспериментальные данные по устойчивости отдельных минералов и их парагенезисов в условиях высоких РТ-параметров свидетельствуют, что в кимберлитах присутствует материал, сформировавшийся в довольно широком интервале термодинамических условий. Здесь отмечаются минеральные парагенезисы, устойчивые в области стабильного алмазообразования, и ми-

нералы, сформировавшиеся в верхних горизонтах верхней мантии, где не только алмаз, но и пироп является метастабильной фазой.

Признаками парагенезисов высоких давлений является повышение предельного значения хрома в силикатах вследствие перехода его из окислов (В.С. Соболев, Н.В. Соболев, 1967), поэтому содержание хрома в некоторых минералах кимберлитов может являться критерием оценки давления.

Подтверждением большой роли хрома в глубинных процессах минералообразования являются эксперименты по хромсодержащим системам И.Д. Мак-Грегора (MacGregor, 1970), Ф.Зейферта и К. Лангера (Seifert, Langer, 1970), И.Ю. Малиновского и др. (1973), а также равновесный парагенезис высокохромовых минералов — граната, хромита, хромдиоксида с алмазом. Образование алмаза при особо высоких давлениях вызывает наименьшее число возражений.

Очаги зарождения расплавов, сформировавшихся алмазоносные кимберлиты, несомненно, находились ниже границы перехода графит-алмаз, о чем свидетельствуют находки в алмазоносных трубках наиболее глубинных алмазосодержащих парагенезисов: ультраосновного (дунитового, гарцбургитового, редко верлитового и лерцолитового), эклогитового (гранат-омфацитового, дистен-гранат-омфацитового, корунд-гранат-омфацитового).

Приблизительные оценки распространения ультраосновного и эклогитового парагенезисов в кимберлитах свидетельствуют явно в пользу первого, поэтому можно утверждать, что эклогиты в доступных для изучения наиболее глубинных частях мантии имеют ограниченное распространение, поэтому они не могут оказывать существенного влияния на состав первых порций кимберлитовых выплавов, образовавшихся за счет плавления пород типа дунитов или гарцбургитов.

Содержание в кимберлитовом концентрате наиболее глубинных парагенезисов высокохромовых малокальциевых гранатов, высокохромовых хромитов, аналогичных по составу включениям в алмазах, прямо пропорционально содержанию алмазов; это позволило Н.В.Соболеву установить минералогические критерии алмазоносности кимберлитов.

Отсутствие наиболее глубинных алмазосодержащих парагенезисов в неалмазоносных трубках свидетельствует, что эволюция неалмазоносных расплавов была несколько иной: очаги зарождались на меньших глубинах мантии в областях, где из-за пониженных термодинамических условий стабильный рост алмазов не мог происходить. Таким образом, есть основания считать, что глубинный материал алмазоносных кимберлитов характеризует гораздо больший вертикальный интервал мантийного слоя, чем неалмазоносных, поэтому детальное изучение глубинных минералов и их парагенезисов в высокоалмазоносных трубках имеет исключительно большое значение для познания наиболее глубинных частей нашей планеты.

В мантии выше границы кристаллизации алмаза существуют, по-видимому, условия, при которых возможны широкие колебания состава пород: можно проследить постепенные переходы от гранатовых пери-

дотитов до эклогитов и гранат-ильменитовых перидотитов. Шпинелевые перидотиты, имеющие широкое распространение в щелочных базальтоидах, обнаружены также и в кимберлитах, что может служить прямым доказательством присутствия этого типа пород в верхних частях верхней мантии не только океанических областей, но и континентальных (платформенных).

Изучение ксенолитов глубинных пород из кимберлитов позволяет выделить несколько групп трубок, где преобладают ксенолиты, принадлежащие к определенным фаціальным разновидностям; причем нередко рядом расположенные трубки по составу ксенолитов сходны между собой.

Однако эта особенность кимберлитов выдерживается далеко не всегда и довольно часто даже соседствующие трубки или отдельные фазы внедрения внутри трубок отличаются между собой по содержанию и составу включений.

Наиболее распространенным типом включений являются гранатовые лерцолиты, которые встречаются особенно часто в трубке Мир и некоторых других трубках. В трубке Удачная преобладающим типом включений являются порфиновые перидотиты с гранатом, в трубке Айхал и в трубках Верхнемунского района — включения существенно оливиновых пород с гранатом, в трубке Загадочная (Далдыно-Алакитского района) — гроспидиты, в трубках Обнаженная и Русловая (Нижнеоленекского района) — гранатизированные шпинелевые и шпинелевые (безгранатовые) перидотиты, в трубке Дружба и Надежная (Среднеоленекского района) — гранат-ильменитовые и ильменитовые гипербазиты, в трубке Слюдянка (Нижнеоленекского района) — слюдиты. Подавляющее большинство перечисленных типов включений является устойчивым выше границы кристаллизации алмаза, т.е. они характеризуют менее глубинные уровни мантии, поэтому эти породы одинаково часто могут встречаться как в алмазоносных, так и неалмазоносных кимберлитах. Тем не менее не трудно заметить, что большинство из перечисленных трубок, где отмечено повышенное содержание включений с относительно низкобарическими парагенезисами (шпинелевые и гранат-шпинелевые перидотиты, слюдиты, ильменитовые гипербазиты) находится в северных районах.

Шпинелевые и гранатизированные шпинелевые перидотиты встречены также в кимберлитах Вилуйской области (трубка Мир). Они, по-видимому, вынесены из верхних горизонтов верхней мантии и по глубинности эти породы можно сопоставить с гранатизированными шпинелевыми перидотитами Оленек-Анабарской области.

Между алмазоносными кимберлитами и неалмазоносными (слабоалмазоносными) кимберлитами установлены следующие различия.

1. В неалмазоносных кимберлитах возрастает доля пироксенитов и эклогитов. Даже оливинсодержащие ксенолиты северных районов отличаются от оливинсодержащих ксенолитов центральных районов повышенной ролью пироксенов, особенно клинопироксена, и малохромовых гранатов, что придает им характер более основной породы

2. Гранаты из включений ультраосновных пород и неалмазоносные кимберлиты характеризуются более низким содержанием хрома, чем гранаты из алмазоносных кимберлитов (Харьков, Маковская, 1970, 1973), что четко видно из сравнения химических анализов этого минерала, а также его физических свойств (пониженного показателя преломления гранатов из северных районов и преобладания здесь красных и оранжево-красных разновидностей этого минерала).

3. В кимберлитах и во включениях ультраосновных пород северных районов доминируют хромшпинелиды с повышенной глиноземистостью, в кимберлитах центральных районов, наоборот, резко преобладающей разновидностью являются хромиты с повышенным содержанием хромового компонента и низким – глиноземистого.

4. Клинопироксены с повышенными концентрациями хрома (хром-диопсиды) в основном характерны для кимберлитов и включений ультраосновных пород центральных алмазоносных районов, тогда как в названных породах северных районов присутствуют клинопироксены с низкими содержаниями хрома (диопсиды). Для клинопироксенов из включений ультраосновных пород северных районов отмечено повышение роли компонента Чермака. От центра провинции на север меняется состав клинопироксенов эклогитов: в центральных районах преобладают эклогиты, клинопироксены, которых имеют повышенное количество жадеитового компонента (практически весь Al находится в шестерной координации), эклогитовые клинопироксены из кимберлитов северных районов содержат значительное количество Al в четверной координации. Ортопироксены включений ультрабазитов постепенно на север становятся более глиноземистыми.

Новыми исследованиями не подтверждается вывод В.А. Милашёва (1972) о том, что в районах развития кимберлитов алмазной субфации отсутствуют включения гранатовых пироксенитов. По нашим данным, в алмазоносной трубке Мир, принадлежащей к алмазной субфации, доля гранатовых пироксенитов среди включений мантийных пород составляет 13%. Включения гранатовых пироксенитов найдены в других алмазоносных трубках.

Наиболее вероятными причинами, обусловившими различный фациальный состав кимберлитов и включений глубинных пород сопоставляемых районов, являются различная глубина заложения магматического очага и неоднородный состав мантии. Что же касается различий по включениям глубинных пород (и по некоторым другим признакам) между трубками одного района (иногда расположенными рядом), то кроме указанных выше причин значительную роль, на наш взгляд, играет избирательный вынос ксенолитов из каких-то определенных участков (уровней) мантии, что необходимо учитывать при выводах о строении и составе мантии в каждом конкретном районе.

Таким образом, приведенные в настоящей работе данные позволили наметить четкие отличия между кимберлитами Вилюйской и Оленек—Анабарской областей. Сравнение с кимберлитами Алданской области не проводилось из-за слабой их изученности.

- Балакиши Г.Д., Пляскина Р.А. Строение фундамента в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе. – "Геология и геофизика", 1970, № 6.
- Боткунов А.И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке "Мир", – Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Кутейников Е.С. К вопросу о механизме формирования поперечных краевых структур восточной части Сибирской платформы и роль сдвигов при их образовании. – Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 2.
- Малиновский И.Ю., Дорошев А.М., Годовиков А.А. Устойчивость гранитов серии широп-гроссуляр-кноррингит-уваровит при $T = 1200^{\circ}\text{C}$ и $P = 30$ кбар. Тезисы 9 Всесоюз. совещ. по экспер. минералогии. Иркутск, 1973.
- Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., "Недра", 1972.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок. – "Геология рудн. местор.", 1967, т. IX, № 2.
- Табунов С.М. Размеры и алмазоносность кимберлитовых диатрем. Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. – Труды НИИГА. Л., 1971.
- Харькив А.Д., Маковская Н.С. Хром и титан в гранатах из кимберлитов Якутии. – Докл. АН СССР, 1970, т. 183, № 1.
- Харькив А.Д., Маковская Н.С. О содержании хрома и титана в гранатах из включений ультраосновных пород в кимберлитах Якутии. – "Геохимия", 1973, № 2.
- Харькив А.Д., Борис Е.И., Иванов И.Н., Шукин В.Н. К характеристике трубок взрыва Мало-Ботуобинского района. – "Сов. геология", 1972, № 8.
- Шукин В.Н., Минорин В.Е., Харькив А.Д. Тектонический контроль, стадийность формирования и алмазоносность кимберлитов Мало-Ботуобинского района. – В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., "Наука", 1972.
- MacGregor J.D. The effect of CaO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 and Al_2O_3 on the stability of spinel and garnet peridotites. – Phys. Earth Planetary Interiors, 1970, v. 3.
- Seifert F., Langer K. Stability relations of chromium kyanite at high pressures and temperatures. – Contr. Mineralogy, Petrology, 1970, v. 28.

И.С. Вахромеев, И.С. Огарин, Г.С. Сенченко,
А.А. Алексеев, П.В. Аржавитин, Д.Н. Салихов

Геологический институт БФАН СССР

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ, ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В поперечном сечении геосинклинальной области Южного Урала по геолого-геофизическим данным выделяются (с запада на восток): 1) миогеосинклинальная область с непереработанным архей-древнепротерозойским фундаментом, неметаморфизованным осадочным чехлом и практически амагматичная; 2) криптоэвгеосинклинальная область с фундаментом рифейского возраста, метаморфизованными рифейскими отложениями с достаточно интенсивным магматизмом полулатформенного типа в рифее и редуцированным эвгеосинклинальным магматизмом в палеозое; 3) эвгеосинклинальная область с фундамен-

том, сформированным в палеозое, но содержащим фрагменты рифейской коры и с типичным эвгеосинклинальным палеозойским магматизмом.

Охарактеризованная зональность отражает различную степень переработки архей-древнепротерозойской континентальной коры и связанную с этим разную степень ее проницаемости для магм и флюидов, что определяет специфику магматической деятельности, характер метаморфизма горных пород, тектонической активности и деформации осадочно-эффузивного комплекса в разных геотектонических зонах.

Развитие вулканизма на Южном Урале в связи с эволюцией геодинамических условий и особенностями его глубинного строения целесообразно рассмотреть с начала рифея. Есть основания полагать, что к этому времени в геосинклинальной области Южного Урала была сформирована единая для нее и прилегающей части Русской платформы древняя архей-древнепротерозойская кора с субширотным простиранием структур, фиксируемых (в восточной части Русской платформы и в миогеосинклинали) обширными массивами аномалиями гравитационного и магнитного полей (Огаринов, 1973).

Тектоно-магматическую деятельность рифейско-вендского времени на территории южноуральской геосинклинальной области следует рассматривать в качестве подготовительной к формированию палеозойской геосинклинали. В эту эпоху на Южном Урале закладываются субмеридиональные тектонически-ослабленные зоны со специфическим магматизмом, переходным от платформенного к геосинклинальному. На месте этих зон в палеозое и разворачивается геосинклинальный процесс. Изучение подобной "подготовки" земной коры в позднем докембрии к палеозойскому геосинклинальному процессу в настоящее время возможно лишь в выделенной авторами (Сенченко, Огаринов, 1972) криптоэвгеосинклинальной зоне Западного склона Южного Урала, включающей в себя область хр. Урал-Тау, большую часть Зилаирского синклиория, Сакмарское поднятие и соответствующие территории южнее и севернее перечисленных структур. Криптоэвгеосинклинальные зоны складчатых областей можно рассматривать в качестве своеобразной "природной модели" такого подготовительного процесса.

Вулканические породы в существенно терригенных ритмически построенных толщах рифея и венда наблюдаются на нескольких стратиграфических уровнях во многих пунктах криптоэвгеосинклинали. Преимущественно это покровы, силлы и дайки метаморфизованных базальтовых порфиритов, спилитов, диоритов, диабазов и габбро-диабазов с количественно подчиненными туфоловами и пирокластическими породами основного состава. В максютовском комплексе хр. Урал-Тау с этими основными вулканическими породами ассоциируют серпентиниты.

Концентрируясь близ региональных долгоживущих разломов, охарактеризованные вулканогенные породы обычно приурочены к осадкам тех частей седиментационных циклов, которые отвечают времени

наибольшего погружения дна водных бассейнов. Это указывает на проявление основного вулканизма в геодинамической обстановке общего растяжения, обуславливающего заложение и раскрытие в дорифейском фундаменте глубокопроникающих разрывных нарушений, служивших путями поступления глубинных магм.

По составу, фациальным особенностям и геологическому положению данные вулканические породы могут быть отнесены к магматическим образованиям, промежуточным между траппами и спилито-диабазовыми, офиолитовыми сериями эвгеосинклиналей (Алексеев, 1974). Со спилито-диабазовыми формациями их сближает резкое преобладание основных пород, натровая специализация, тесная ассоциация основных вулкаников с углисто-глинисто-кремнистыми отложениями, преобладающее развитие офитовых структур, широкое распространение подушечных лав и пр.; с трапповыми — низкая доля вулкаников в общем стратиграфическом разрезе, чередование осадочно-вулканогенных горизонтов с мощными глинисто-песчанистыми отложениями, трахибазальтовая тенденция, повышенная титанистость и железистость некоторых дифференциатов и пр.

Менее распространены липарито-базальтовые и базальтовые ассоциации, например мазаринский метавулканический комплекс хр. Урал-Тау. Приурочиваясь ко времени завершения формирования рифейско-вендского структурного этажа, вулканики данных ассоциаций несут черты принадлежности к группе орогенных формаций. Однако по широкому развитию силловой фации и другим признакам и эти вулканические комплексы имеют некоторые общие черты с покровно-силловыми (трапповыми) формациями.

Анализ геофизических материалов, характеризующих глубинное строение криптоэвгеосинклинали, дает основание полагать, что рассмотренные выше процессы базитового вулканизма сопровождалась деструкцией и базификацией нижних горизонтов архей-древнепротерозойского фундамента. Освобождавшиеся при базификации салические компоненты выносились высоконагретыми флюидами, обуславливая гранитизацию и салический метаморфизм верхних горизонтов древней континентальной коры и нижнерифейских толщ. Последние вскрыты ныне в Белорецком, Златоустовском и Уфалейском поднятиях и известны в литературе под названием соответствующих гранито-метаморфических комплексов. Подверженность нижних горизонтов архей-древнепротерозойского фундамента в криптоэвгеосинклинали базификации, а нижних горизонтов рифея — гранитизации отчетливо выявляются построениями в широтном вертикальном разрезе. Эти построения учитывают мощности венда, рифея, архей-древнепротерозойских толщ в миогеосинклинали и фиксируемое гравиметрией современное положение подошвы и кровли гранито-метаморфического слоя в криптоэвгеосинклинали. Базификация и гранитизация (в верхах) кристаллического фундамента сопровождалась утратой последним своей исходной структуры, что нашло отражение в переориентировке здесь широтных магнитных аномалий и аномалий поля силы тяжести на субмеридиональные.

С глубинной базификацией, по-видимому, причинно связан эклогит-глаукофано-сланцевый метаморфизм ниже-среднерифейского (?) максютовского метаморфического комплекса, расположенного в приграничной Главному уральскому разлому восточной части криптоэвгеосинклинали.

Имеются данные о наложении эклогит-глаукофано-сланцевого метаморфизма на допалеозойский сиалический метаморфизм и гранитизацию (Ленных, 1973), очевидно представляющих с рассмотренных выше позиций образования передового фронта базификации.

Таким образом, в целом в криптоэвгеосинклинали в рифейско-вендскую эпоху параллельно с проявлениями базитового вулканизма осуществлялась миграция гранито-метаморфического слоя вверх по стратиграфическому разрезу путем вовлечения в него преимущественно нижнерифейских толщ при одновременной деструкции и базификации нижних горизонтов архей-древнепротерозойского фундамента. В результате этого некогда мощная древняя консолидированная земная кора, в особенности ее графито-гнейсовый слой, претерпела существенную переработку, дробление, сокращение мощности, а возможно, и полную перестройку. Вне этих преобразований, значительно повысивших проницаемость земной коры для глубинных флюидов и магм, стали бы невозможны широко проявившиеся в криптоэвгеосинклинали (и в эвгеосинклинали) вулканизм, плутонический магматизм и метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ.

Палеозойский геосинклиналиный цикл, как и обычно в геосинклиналиях, разделяется на два периода: собственно, геосинклиналиный ($O-C_2$) и орогенный (C_3-T). Магматическая деятельность геосинклиналиного периода в полной мере проявилась в эвгеосинклиналиной области. По своим особенностям, собственно, геосинклиналиный период должен быть разделен (Вахрамеев, Клемин, Сенченко, 1974) на две стадии — раннегеосинклиналиную ($O-D_2$) и позднегеосинклиналиную (D_2-C_2).

В раннегеосинклиналиную стадию в глубоководных рифтах имели место интенсивные базальтовые, андезито-базальтовые и липарито-базальтовые извержения. Образование рифтов происходило на месте геотектонических зон, переживших в рифейско-вендское время охарактеризованную выше тектоно-магматическую "подготовку". Раннегеосинклиналиные рифты, геологические особенности которых наиболее полно могут быть познаны ныне в Магнитогорском мегасинклинории, возможно были сформированы путем гигантских раздвигов, обнаживших "базальтовый" слой (Пейве и др., 1972). Однако они могли возникнуть и в связи с процессами тафрогенеза, протекавшими также в геодинамической обстановке общего растяжения и заключающимися в обрушении, погружении, базификации допалеозойских образований и подъеме "базальтового" слоя.

В основе таких представлений лежат данные геофизики, согласно которым характерной чертой поля силы тяжести Южного Урала является положительная субмеридиональная аномалия, в значительной части совпадающая с Магнитогорским мегасинклинорием. На этом общем

фоне в последнем выделяются три субмеридиональные зоны, различающиеся характером локальных аномалий. Две положительные аномалии расположены в бортах мегасинклинория и отвечают районам максимального проявления вулканогенных образований силура и девона, одна отрицательная — в его центре, где палеозойские породы представлены на поверхности терригенно-карбонатными каменноугольными толщами.

Границы данных зон фиксируются в поле силы тяжести гравитационными ступенями, которые определенно интерпретируются как крупные региональные разломы. Главенствующие из них — Главный Уральский и Кизильский при крутом восточном падении проникают на всю глубину земной коры.

Основание и фундамент палеозоя в краевых зонах мегасинклинория характеризуются по Н.И. Халевину (1972) повышенной плотностью ($2,8 \text{ г/см}^3$) и повышенной граничной скоростью продольных волн (до $6,9 \text{ км/сек}$). Оба эти параметра близки к таковым "базальтового" слоя земной коры других регионов, что и позволяет делать вывод о практическом отсутствии "гранитного" слоя в основании палеозоя под зонами крупных положительных гравитационных аномалий, либо о резком сокращении его мощности (Огаринов, 1973), или же наличии здесь специфического "диоритового" слоя (Соболев, 1968).

В центральной зоне мегасинклинория, которой соответствует полоса минимумов в поле силы тяжести, предполагается наличие сохранившегося (не базифицированного) блока допалеозойских образований и резкое сокращение доли вулканических пород в разрезе палеозоя.

Проявляясь в условиях общего растяжения, вулканическая деятельность раннегеосинклинального этапа эвгеосинклинали первоначально характеризовалась глубоководными трещинными излияниями натровых базальтовых лав, в большей мере представленных афиритами.

На примере силурийский основных вулканитов Сакмаро-Вознесенской зоны Магнитогорского мегасинклинория данные базальтовые толщи достаточно близки к накоплениям океанических толеитов. На это указывает насыщенность силурийских толщ в соответствующих разрезах базальтовыми породами, частое подушечное сложение последних со слабо выраженным зональным строением подушек, ассоциация основных лав с радиоляритами, их натровая специализация, фиксируемая, в частности, большим отношением натрия к калию (11), повышенная степень окисления железа ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{2+} = 0,41$). Однако по среднему для 44 проб содержанию окиси титана (1,29%) и магнезии (6,15%) (Аржавитин, Аржавитина, 1972) данные базальтовые породы имеют черты сходства и с континентальными толеитовыми базальтами (Кутюлин, 1969). Это свидетельствует об определенном отличии начального базитового вулканизма в эвгеосинклиналах по сравнению с таковым современных океанов, на что указывают в своих работах Ю.М. Шейнман (1972) и Т.И. Фролова (1970).

Эволюция раннегеосинклинального вулканизма эвгеосинклинальных зон на Южном Урале заключалась в последовательной смене упомянутых трещинных излияний базальтовых лав ареальными извержениями

андезито-базальтов, а затем центрального типа извержениями все более кислых вулканических продуктов до липарито-дацитовых и липаритовых натровых порфиров включительно. Последние формировались преимущественно в конце раннегеосинклинальной стадии, в значительной мере уже в мелководных условиях, в геодинамической обстановке общего сжатия. Эта обстановка привела к проявлению в живетское время во многих районах Южного Урала раннегеосинклинальной складчатости, носившей в основном характер взбросо-надвиговых дислокаций, сопровождавшихся протрузиями гипербазитов.

В то же время, судя по далеко не одинаковым количественным соотношениям перечисленных выше вулканических пород в разных частях эвгеосинклинальных зон, последние в раннегеосинклинальную стадию расчленились на ряд структурно-формационных зон, различающихся характером вулканической деятельности, а ныне отличающихся формационным набором раннегеосинклинальных толщ. Одни из этих зон в основном представлены вулканическими породами дифференцированных (контрастных и последовательных) натровых липарито-базальтовых формаций, а другие — вулканитами, главным образом принадлежащими слабодифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации.

Интрузивные магматические породы для раннегеосинклинальной стадии развития эвгеосинклинальных зон мало характерны. Это гипабиссальные тела плагиогранитов в некоторых липарито-базальтовых формациях, возможно немногие малые тела габбро и габбро-диабазов.

В итоге интенсивной вулканической деятельности раннегеосинклинальной стадии в эвгеосинклинальных зонах Южного Урала накопились мощные вулканические толщи, достаточно сходные по своему составу и условиям образования с вулканитами дна современных океанов. Подобно последним, рассмотренные вулканические накопления непосредственно залегают на "базальтовом" слое или базифицированном субстрате, причем базификацию допалеозойских толщ в последнем случае следует в большей мере связывать с транзитом через них питающих вулканизм мантийных основных магм и сопутствующих им глубинных флюидов. С известной долей условности эти толщи можно рассматривать в качестве субокеанической коры геологического прошлого Южного Урала, формирование которой по существу заканчивается извержениями андезитов-базальтовых вулканитов раннегеосинклинальной стадии. Проявления андезитов-дацитов и липаритовой вулканической деятельности конца данной стадии и тектонические процессы раннегеосинклинальной складчатости уже знаменуют собой начало формирования новой континентальной коры. В полной мере этот процесс развертывается в позднегеосинклинальную стадию, в которую преобладающее развитие получает накопление флишеидных, а затем и молассовидных толщ. Представленные главным образом вулканомиктовыми породами, эти толщи составляют в Магнитогорском мегасинклинории улутаускую ($D_2 - D_3$ fr), колтубанскую (D_1 fr) и зилаирскую (D_2 fm — C_1 t) свиты. Несколько позднее формируются известняково-терригенные толщи нижнего и среднего карбона.

Накопление охарактеризованных толщ со всей очевидностью происходило в обстановке расчлененного рельефа с флишевыми трогами, занятыми достаточно глубокими водными бассейнами и разъединяющими их кордильерами. Геодинамические условия этого времени носили дифференцированный характер: достаточно интенсивное сжатие для одних структурно-формационных зон и растяжение или слабое сжатие для других.

На площади Магнитогорского мегасинклинория накоплению терригенных образований живецко-верхнедевонского времени была подчинена вулканическая деятельность базальт-андезито-липаритового состава. При этом извержения собственно базальтовых и андезито-базальтовых продуктов имели в большинстве случаев подчиненное значение и господствовал андезитовый и андезито-дацито-липаритовый вулканизм. Это в полной мере соответствует известным параллелям позднегеосинклинальной стадии с условиями накопления вулканогенно-осадочных толщ на континентальном склоне и в области островных дуг.

В конце турнейского и в визейский век в эвгеосинклинальных зонах произошла относительно кратковременная регенерация условий, близких к раннегеосинклинальным, обусловленная воссозданием в эпоху великой визейской трансгрессии генеральной обстановки общего растяжения. Это вновь привело к приоткрыванию глубинных разломов и поступлению по ним базальтоидных магм и глубинных флюидов, давших начало трахилипарито-базальтовому вулканизму. Кали-натровая специализация вулканитов этого времени и повышенная щелочность их кислых разностей, вероятнее всего, связаны с несколько более глубоким проникновением в мантию глубинных разломов сравнительно с таковым раннегеосинклинальной стадии.

С охарактеризованным нижнекаменноугольным вулканизмом во времени и генетически (общностью магматических источников) сопряжена главная эпоха, собственно, интрузивного базальтоидного магматизма палеозойского геосинклинального цикла. Ранние плутонические породы этой эпохи относятся к габброидам. Это базиты первой фазы магнитогорского габбро-гранитного комплекса (Ферштатер, 1966), а также худозавовский комплекс небольших интрузивных тел и даек габброидного состава, нуралино-миндякский габбро-плагιοгранитный и несколько предшествующие им утыкташский и файзуллинский габбро-диоритовый комплексы (Салихов, 1972). На границе нижнего и среднего карбона габброиды сменяются небольшими массивами гранитоидов второй фазы магнитогорского комплекса.

Если накопление мощных терригенных толщ и андезито-дацито-липаритовых вулканических пород позднегеосинклинальной стадии поставляет материал для создания новой континентальной коры, то становление средних и кислых интрузивных тел в конце нижнего и начале среднего карбона, происходившее в геодинамической обстановке начавшегося общего сжатия, знаменует начало консолидации и преобразования накопленного материала в упомянутую континентальную кору.

В полной мере данный процесс развертывается в орогенный период развития южноуральской геосинклинали, основным содержанием которого являлось создание в геодинамической обстановке общего сжа-

тия складчатой структуры осадочно-магматогенных образований, их гранитизация в определенных неотектонических зонах и формирование на этой основе современной земной коры.

Наличие в Предуральском краевом прогибе двух разновозрастных моласс — сероцветной ($C_3 - P_1$) и красноцветной ($P_2 - T_1$) свидетельствует о двух этапах активных тектонических движений в орогенный период: этапа главной складчатости и этапа общего поднятия с перемещением смятых в складки палеозойских образований по взбросам и надвигам.

С первым из них связано образование главным образом в Восточно-Уральском антиклинории крупных массивов плутонических гранитов.

Поскольку во вмещающих эти граниты толщах широко представлены натровые вулканические породы, а субстрат данных толщ подвергся деструкции и базификации, постольку следует считать достаточно вероятным подкоровое (из глубин мантии) происхождение гранитизирующих флюидов и значительной части привносимых ими компонентов, в первую очередь калия.

С конца первого и главным образом во второй этап активных тектонических движений орогенного периода в геосинклинальной области Южного Урала проявился специфический магматизм, представленный в Магнитогорском мегасинклинории небольшими штоками, лакколитами и дайками гранитов, граносиенитов, сиенит-порфиров, плагиогранит-порфиров, липаритовых и трахилипаритовых порфиров, а также части габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов. Отчетливо наложенный характер данного магматизма на тектонические структуры главной складчатости, установленный пермо-раннетриасовый возраст 275–220 млн. лет (Гаррис и др., 1972; Дунаев и др., 1970; Салихов, 1974; Вахромеев и др., 1971; Червяковский, 1972) позволяют уверенно отнести его к субсеквентному типу, наличие которого на Урале до последнего времени отрицалось или вызывало сомнения. В Восточно-Уральском поднятии он представлен жильными гранитоидами с возрастом 240–260 млн. лет (Гаррис и др., 1972), секущими плутонические граниты главной фазы.

При взбросовых и надвиговых дислокациях конца главной складчатости и особенно в эпоху сводовых поднятий региона следует предполагать очередные значительные протрузии гипербазитов в палеозойские и рифейско-вендские толщи.

На основании сказанного выше видно, что геосинклинальный процесс формирования земной коры понимается авторами как процесс созидательный, в котором значительная роль отводится поступлению материала из глубоких недр Земли — нижней и верхней мантии. В этом смысле конкретные построения авторов по Южному Уралу созвучны геотектоническим концепциям, в которых геосинклинальный процесс (включающий вулканизм, интрузивный магматизм, метаморфизм, накопление мощных вулканомиктовых терригенных, карбонатно-терригенных толщ и различного рода деформации) связывается с заложением и развитием глубокопроникающих глобальных тектонических зон, подобных зонам Бениоффа или тектоносфере Ю.М. Шейнмана, как это рассматривается Г.Д. Ажгиреем, В.В. Белоусовым, Л.П. Зоненштайном, А.А. Маракушевым, а в последнее время показано В.И. Смирновым (1974).

- Алексеев А.А.* Магматические комплексы зоны хр. Урал-Тау Южного Урала и их металлогенические особенности. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов III Уральского петрогр. совещ. I. Общие вопросы. Западный склон. Зауралье. Свердловск, Изд-во Уральск. научн. центра, 1974.
- Аржавитин П.В., Аржавитина М.Ю.* Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория. Материалы по геологии и полезн. ископ. Южн. Урала, вып. 5. Уфа, Башк. книжн. изд-во, 1972.
- Вахромеев И.С., Гаррис М.А., Родичева З.И.* Выделение герцинских гипабиссальных кислых порфировых интрузий в ирендыкском и баймакском комплексах Баймакского рудного района. — В кн.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. Уфа, Изд-во БФАН СССР, 1971.
- Вахромеев И.С., Клемин В.П., Сенченко Г.С.* Основные этапы тектоно-магматического развития Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., "Наука", 1974.
- Гаррис М.А., Грещова А.П., Лозовая Л.С.* Герцинский цикл магматизма и метаморфизма на Урале. — В кн.: Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа, Изд-во БФАН СССР, 1972.
- Дунаев В.С., Степанов А.М., Панова М.В., Соловьев В.М., Подлесова Р.Г.* Новые данные по абсолютному возрасту вулканогенных образований Урала. — В кн.: Ежегодник, 1970. Свердловск, Изд-во Уральск. науч. центра, 1971.
- Кутолин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов. М., "Наука", 1969.
- Ленных В.И.* Эклогит-глагоукофан-сланцевая формация Южного Урала. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1973.
- Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1956.
- Огаринов И.С.* Строение и районирование земной коры Южного Урала. М., "Наука", 1973.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.А., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы теории геосинклиналей. — В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тезисы докладов. М., "Наука", 1972.
- Салихов Д.Н.* Интрузивные комплексы Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископ. Южн. Урала, вып. 5. Магматизм и металлогения. Уфа, 1972.
- Салихов Д.Н.* Орогенный магматизм Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Тектоника и магматизм Южн. Урала. М., "Наука", 1974.
- Сенченко Г.С., Огаринов И.С.* Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и магматизм Южн. Урала. М., "Наука", 1974.
- Смирнов В.И.* Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование. — Геология рудн. местор., 1974, № 1.
- Соболев И.Д.* Основные черты внутреннего строения Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Ферштатер Г.Б.* Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, Изд-во Урал. филиала АН СССР, 1966.
- Фролова Т.И.* Геосинклинальный вулканизм. Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис. М., 1970.
- Халевин Н.И., Буньков А.М.* и др. Земная кора Магнитогорского прогиба по данным сейсмометрии. — В кн.: Тектоника и магматизм Южн. Урала. М., "Наука", 1974.
- Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., "Наука", 1972.
- Шейнман Ю.М.* Различия материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли. — "Геотектоника", 1972, № 6.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. <i>Г.П. Авдейко</i>	3
--	---

Часть I

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ВУЛКАНИЗМА

<i>О.Г. Сорохтин</i> . Тектоника литосферных плит и природа геосинклинального магматизма	5	✓
<i>Г.П. Авдейко</i> . Геосинклинальный вулканизм и офиолиты	15	✓
<i>А.М. Городницкий, О.Г. Сорохтин</i> . Магматизм океанических плит и происхождение подводных гор и островов	27	
<i>Б.В. Иванов</i> . Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением	35	
<i>В.Ф. Белый</i> . К геодинамике зон андезитового вулканизма (на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса)	43	✓
<i>М.Г. Ломизе</i> . Размещение даек и геодинамические условия базальтового вулканизма в Восточной Исландии	53	
<i>В.В. Козлов</i> . Геодинамические условия формирования новейших вулканических областей разного типа в Северной Африке и Аравии	63	✓
<i>Н.С. Северина</i> . Некоторые количественные оценки динамической активности магмы	73	
<i>К.И. Карапетян</i> . О геодинамической обстановке проявлений ареального (многовыходного) вулканизма	83	✓

Часть II

ДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ В КОРЕ И МАНТИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

<i>И.Г. Симбирева, С.А. Федотов, В.Д. Феофилактов</i> . Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным	91
<i>В.А. Широков</i> . Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны	103
<i>Г.И. Аносов, С.Т. Балеста, В.К. Утнасин</i> . Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами	115
<i>А.И. Фарберов, А.И. Левыкин, В.А. Ермаков, С.Т. Балеста</i> . Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов	122
<i>М.И. Зубин, В.С. Смирнов, А.А. Таракановский</i> . Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов	136

✓ <i>В.И. Горельчик.</i> Сейсмический режим вулканов в процессе подготовки эксплозивного извержения.	144
<i>А.П. Горшков.</i> Строение современного конуса вулкана Малый Семячик на Камчатке по геофизическим данным	155
<i>П.П. Фирстов, В.К. Лемзиков, О.П. Руленко.</i> Сейсмический режим вулкана Карымского (1970–1973 гг.)	161
<i>А.М. Городницкий, С.А. Ушаков.</i> Геофизическое изучение подводных вулканов	179

Часть III

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И ПРОБЛЕМЫ ЦИКЛИЧНОСТИ

<i>О.Б. Селянгин.</i> Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка	187
<i>А.А. Бухаров.</i> Эволюция и условия формирования посторогенного вулканизма на примере Прибайкальского вулcano-плутонического пояса.	201
<i>Ш.А. Адамия, И.П. Гамкрелидзе, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе.</i> Эволюция палеогенового вулканизма в процессе развития Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта	210
✓ <i>А.А. Габриелян, С.Г. Карапетян, Э.Х. Харазян, К.Г. Ширинян.</i> Эволюция вулканизма на фоне неотектонического развития Антикавказа.	219
✓ <i>Ю.В. Саядян.</i> Основные этапы проявления плейстоценового эксплозивного вулканизма (на примере Армянского вулканического нагорья)	232
<i>В.Е. Минорин, А.Д. Харьков.</i> Некоторые черты кимберлитового вулканизма Сибирской платформы.	236
<i>И.С. Вахромеев, И.С. Огаинов, Г.С. Сенченко, А.А. Алексеев, П.В. Аржавитин, Д.Н. Салихов.</i> Палеовулканизм, особенности глубинной структуры и эволюция геодинамических условий на Южном Урале.	244

УДК 551.24.01:551.21

Тектоника литосферных плит и природа геосинклинального магматизма. Сорохтин О.Г. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

С позиций тектоники литосферных плит обсуждается схема генерации сиалических магм и образования континентальной коры. При погружении литосферных плит в зоне Заварицкого—Бениоффа происходит интенсивное выделение тепла за счет диссипации работ трения. Океаническая кора в этой зоне дегидратируется, теряет избыточный кремнезем, щелочи и другие литофильные компоненты, в результате чего образуется очень подвижный и химически чрезвычайно активный флюид. Этот горячий флюид пропитывает и насыщает породы литосферы и в конечном итоге приводит к выплавлению андезитовых и более кислых магм. Приводится количественный расчет процесса преобразования океанической коры в континентальную.

Табл. 1., ил. 1, библиогр. 31 назв.

УДК 551.24.01:551.21

Геосинклинальный вулканизм и офиолиты. Авдейко Г.П. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

На основе анализа пространственно-временных соотношений различных формационных комплексов в трех разновозрастных тектонических зонах Камчатки и Корякского нагорья и сравнения закономерностей развития тектонических зон с особенностями строения систем островных дуг — глубоководных желобов и ложа океанов предложена модель развития геосинклиналей. По этой модели офиолитовые ассоциации, сравниваемые с океанической корой, представляют собой фундамент геосинклиналей, а геосинклинальный этап развития начинается с заложения систем островных дуг и глубоководных желобов и определяется характером взаимодействия литосферных плит. Геосинклинальный вулканизм спилито-кератофирового типа локализован в структурах типа современных валлообразных поднятий, отделяющих желоба от ложа океанов. Предложенная модель позволяет увязать все основные положения классической теории геосинклиналей с современными представлениями новой глобальной тектоники.

Ил. 3, библиогр. 26 назв.

УДК 551.214:551.24.01

Магматизм океанических плит и происхождение подводных гор и островов. Горюдницкий А.М., Сорохтин О.Г. — "Вулканизм и геодинамика", М., "Наука", 1977.

Предлагается модель образования океанической коры на основе тектоники литосферных плит. Рассматривается влияние процесса образования литосферных плит на развитие базальтового вулканизма на дне океана. Разбирается механизм возникновения и развития подводных вулканов в зонах срединно-океанических хребтов и глубоководных котловин Мирового океана. Предполагается, что основным фактором, обуславливающим петрологический состав и морфологию подводных и надводных океанических вулканов, является глубина проникновения трещин в астеносферу.

Ил. 2, библиогр. 11 назв.

УДК 551.21

Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением. Иванов Б.В. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Рассматриваются вопросы взаимосвязи поверхностных проявлений вулканизма Ключевской группы вулканов с ее глубинным строением.

Обсуждается вещественный состав "гранитно-метаморфического слоя". Петрохимические и геохимические характеристики двух крупных серий вулканитов района свидетельствуют о различных путях их формирования. Вулканиты базальт-андезито-базальтовой серии, характеризующиеся рядом признаков, свойственных породам начальной стадии кристаллизации, и присущи вулканам мантийного питания. Вулканиты базальт-дацитовые серии свойственны вулканам, имеющим коровые очаги.

Табл. 3, ил. 4, библиогр. 13 назв.

УДК 551.24:551.21

К геодинамике зон андезитового вулканизма (на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). Б е л ы й В.Ф. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Андезитовый вулканизм был главным геологическим процессом в зоне сочленения мезозой и кайнозой Северо-Востока Азии на протяжении всего мезозоя и, возможно, позднего палеозоя. В его истории различаются три крупных этапа: I — поздний палеозой (?) — первая половина поздней юры; II — поздняя юра — неоком; III — альб-сеноман. Последний, третий, отвечает периоду формирования Охотско-Чукотского краевого вулканогенного пояса; два первых — Тайгоносской тектонической зоны.

Тайгоносская тектоническая зона рассматривается в качестве особого типа эвгеосинклинальных структур, не связанных непосредственно с офиолитовыми геосинклинальными комплексами. Она относится к категории "андезитовых" геосинклиналей. Ближайшими аналогами Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали являются юрско-неокомовая зона андезитового вулканизма Чилийско-Перуанских Анд и, возможно, кайнозойские вулканические дуги приматерикового типа в западной части Тихого океана.

Ил. 3, библиогр. 13 назв.

УДК 551.21:551.242

Размещение даек и геодинамические условия базальтового вулканизма в Восточной Исландии. Л о м и з е М.Г. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Геодинамическая обстановка базальтового вулканизма Исландии тесно связана с ее положением на простирании рифтовых систем Срединно-Атлантического хребта. Статья основана на обобщении опубликованных данных и на результатах полевых работ автора в Восточной Исландии. Эффузивная серия миоцена расчленяется на крупные линзообразные единицы, залегающие моноκлиально. Каждая сложена платобазальтами, сопровождается роем базальтовых даек и заключает в себе один или несколько риолитовых комплексов центрального типа. Формирование такой линзы связано с субмеридиональной зоной проницаемости, в которой растяжение земной коры реализовалось многократным раздвигом за счет внедрения базальтовых даек, образующих рой. Горизонтальное смещение коры облегчается наличием под ней подушки вещества с пониженной вязкостью. Результатом последовательного отмирания зон проницаемости и заложения новых была волнообразная миграция вулканогенного прогиба. Скорость разрастания земной коры в каждой зоне около 1 мм/год, а для всей области базальтового вулканизма определяется числом зон проницаемости, сосуществующих в одном поперечном пересечении.

Ил. 3, библиогр. 22 назв.

УДК 551.21:551.24

Геодинамические условия формирования новейших вулканических областей разного типа в Северной Африке и Аравии. К о з л о в В.В. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Рассматриваются общие вопросы формирования новейших вулканических областей в различных геодинамических условиях. На обширной территории Северной Африки и Аравии по преобладающему составу продуктов вулканизма выделены области распространения андезитовой и щелочно-базальтовой формаций, а также области развития контрастных пород — щелочных базальтов и риолитов, которые связаны с разнородными полями напряжений в земной коре.

Ил. 3, библиогр. 21 назв.

УДК 551.215:532.5:539.4

Некоторые количественные оценки динамической активности магмы. Северина Н.С. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Предпринята попытка теоретически рассмотреть процесс становления дайковых интрузий, сформулировав задачу на языке теорий упругости и вязкой несжимаемой жидкости. Использован ряд упрощенных гидродинамических соотношений с учетом конкретных геологических структур. Рассмотрены некоторые возможные механизмы образования и последующего разрастания вертикальной и горизонтальной трещин, заполненных магматическим расплавом. Оценена величина разрушительного эффекта магмы при ее внедрении в породы по узким вертикальным щелям. Показана важность учета эффекта вязкого трения магмы о стенки канала при расчетах температурного поля магматических тел.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 19 назв.

УДК 551.21

О геодинамической обстановке проявлений ареального (многовыходного) вулканизма. Карапетян К.И. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Термин "ареальный" вулканизм отождествляется автором с понятием "многовыходной" вулканизм и противопоставляется центральному и трещинному типам. Моногенность и скоротечность миграции центров извержений, свойственная ареальному вулканизму, отражает недолговечность подводящих каналов, что может быть объяснено только при допущении неглубокого залегания вулканического очага, являющегося общим для ареального поля. Предположительная глубина таких очагов — 4–5 км, форма уплощенная. Вероятно, вулканы больших полей питаются не единым очагом, а серией сближенных по вертикали и латерали очагов силлового типа. Наблюдается приуроченность ареального вулканизма к приподнятым участкам и крыльям грабенных и связи его с зонами растяжения.

Библиогр. 63 назв.

УДК 550.347:551.24

Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным. Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

На основании анализа данных о динамических параметрах очагов 1721 землетрясения 10–17 энергетических классов показаны неоднородности локального поля напряжений земной коры и верхней мантии Курило-Камчатской дуги, обязанные перестройке регионального поля тектонических напряжений. Характер соотношений регионального и локального полей напряжений установлен путем реконструкции поля напряжений тектонофизическим методом О.И. Гуценко на основании распределения ориентировок условных осей сжатия i , растяжения k , а также ориентировок сдвиговых смещений для совокупности очагов землетрясений. Выделено 14 типов тензора напряжений локального поля, причем девять из них характеризуют изменчивость напряженного состояния земной коры

(глубины 0–40 км), остальные пять зон с различным типом тензора напряжений свойственны верхней мантии региона ($40 < H \leq 500$ км). Изучены наиболее интересные особенности локального поля напряжений фокальной зоны Камчатки. Выявлено чередование зон сжатия в земной коре и верхней мантии полуостровов (Озерного, Камчатского мыса, Кроноцкого, Шипунского) и зон растяжения, характерных для заливов (Кроноцкого, Камчатского, Авачинского). Отмечено увеличение однородности локального поля напряжений к центру Курило-Камчатской дуги и на глубинах $H < 150$ км. Установлены закономерности распределения современных разрывных нарушений, живущих в поле действующих сил региона.

Ил. 6, библиогр. 25 назв.

УДК 550.343.62

Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны. Широков В.А. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

На основе представлений различных исследователей о механизме воздействия космических факторов на геотектонику дается схема влияния солнечной активности, гравитационных полей Луны и Солнца на сейсмичность и вулканизм. Проводится анализ влияния девятнадцатилетнего лунного прилива на сильные землетрясения с магнитудой $M \geq 7$ и извержения вулканов с объемом извергнутого материала $V \geq 5 \cdot 10^{-3}$ км³ для различных участков (I – Алеутские острова, II – Камчатка, III – Курильские острова и Северо-Восточная Япония, IV – о-ва Рюкю, Идзу-Бонин, Марианские и Каролинские) северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны. Излагается методика учета влияния многолетнего прилива на возникновение событий и их долгосрочного прогноза. Прогноз времени возникновения событий дается в виде формул, по которым может быть рассчитано время тревоги на любой срок в будущем. Среднее прогнозируемое время тревоги для сильных событий во всей зоне составляет 56% от общего времени. При этом для событий в прошлом "угадываются" в среднем 9 событий из 10. Наиболее эффективным является прогноз времени возникновения землетрясений Камчатки ($M \geq 7$, $H_{\text{очага}} = 0-600$ км, 50% времени тревоги, 43 "угаданных события из 46 за период 1737–1972 гг.) и наиболее мощных извержений во всей зоне с $V > 0,4$ км³ (30% времени тревоги, 13 "угаданных" событий из 14).

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 38 назв.

УДК 550.834.32

Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами. Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Приводятся данные ГСЗ об очаговых зонах питания вулканов Ключевской группы. Рассмотрены вопросы строения земной коры района Авачинской группы вулканов и прилегающей территории на основе анализа сухопутных и морских исследований ГСЗ.

Выделены типы строения земной коры Камчатки и показано различие строения в различных геоструктурных зонах.

Ил. 5, библиогр. 5 назв.

УДК 550.834.32:552.08:53

Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов. Фарберов А.И., Левыкин А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Исследуются скорости продольных волн V_p в вулканитах, включениях и других породах района Ключевской группы вулканов при высоких квазигидростатических давлениях до 20–25 килобар. Проводится сопоставление данных ГСЗ и оценок V_p в исследуемых породах с учетом поправок за температуру. Предполагается, что "гранитный" слой представлен породами амфиболитовой фации метаморфизма, а "базальтовый" слой – пироксен-плаггиоклазовыми габбро или основными гранулитами. Под восточной частью Ключевской группы допускается амфиболитизация пород не только "гранитного, но и "базальтового" слоя земной коры. Неоднородность с $V_p = 5,3$ км/сек, обнаруженная ГСЗ под районом вулкана Безымянного, аппроксимируется расплавом базальта с 40–60% мафических кристаллов или андезитовым расплавом, содержащим 70–95% твердой фазы. Отмечается, что процесс преобразования коры в районе активной вулканической группы идет снизу, захватывая область на границе коры и мантии, "базальтовый" и частично "гранитный" слой. Табл. 4, ил. 3, библиогр. 32 назв.

УДК 551.241

Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов. Зубин М.И., Смирнов В.С., Таракановский А.А. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Совместное рассмотрение гравиметрических и магнитотеллурических данных с использованием разрезов ГСЗ позволило выявить особенности строения земной коры в районе Ключевской группы вулканов. Установлено разуплотнение верхней мантии под Ключевским блоком, обладающим повышенной плотностью. Высказано предположение о существовании Хапиченского магматического очага, располагающегося в недрах Хапиченской впадины у границы Конрада.

Ил. 4, библиогр. 12 назв.

УДК 551.21:550.34

Сейсмический режим вулканов в процессе подготовки эксплозивного извержения. Горельчик В.И. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

На примере вулканов Шивелуч на Камчатке и Асама в Японии рассмотрено изменение параметров сейсмического режима вулканов накануне эксплозивного извержения. Получена схема возможного изменения этих параметров:

$$\frac{d\gamma}{dt} < 0; \quad \frac{dA}{dt} > 0; \quad \frac{dR}{dt} > 0; \quad \frac{dM}{dt} > 0.$$

Исследования спектральных характеристик сейсмических волн, генерируемых вулканическими землетрясениями (типа, сопровождавшими извержение вулкана Шивелуч в ноябре 1964 г., показали некоторое удлинение видимых периодов $T_{mfх}$ поперечных волн перед началом извержения.

Ил. 3, библиогр. 27 назв.

УДК 551.224.

Строение современного конуса вулкана Малый Семячик на Камчатке по геофизическим данным. Горшков А.П. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Излагаются основные результаты детальных гравимагнитных съемок на конусе Малого Семячика. Локальные максимумы силы тяжести, приуроченные к кратерам, рассматриваются как гравитационный эффект

от подводящих каналов-некков с поперечными размерами в сотни метров. Совместный анализ магнитного и гравитационного полей позволяет выделить на северном склоне участок погребенной кальдеры, а на южном склоне — наиболее ослабленный участок постройки, в котором, вероятно, формируются зоны измененных пород и залежи лимонитов.

Ил. 3, библиогр. 13 назв.

УДК 550.348.436

Сейсмический режим вулкана Карымского (1970–1973 гг.). Фирстов П.П., Лемзиков В.К., Руленко О.П. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Рассматривается сейсмический режим района вулкана Карымского, который определяется пространственно-временными и энергетическими характеристиками вулканотектонических землетрясений. Их эпицентры тяготеют к основным элементам Карымской кольцевой структуры. Отмечается изменение коэффициента графика повторяемости в сторону увеличения, а также уменьшения сейсмичности, что связывается с активностью вулкана.

Приводятся сейсмические характеристики извержения (1970–1972 гг.), которые отражают характер деятельности вулкана Карымского. Оценивается количество материала, выброшенного вулканом во время эксплозий, которое составляет $1,4 \cdot 10^5 - 1,4 \cdot 10^6$ м³.

Табл. 2, ил. 6, библиогр. 13 назв.

УДК 551.214

Геофизическое изучение подводных вулканов. Городницкий А.М., Ушаков С.А. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Анализируются результаты гравиметрических и магнитных съемок, выполненных советскими и зарубежными исследователями над подводными вулканами. Пространственное расположение изученных подводных вулканов (около 300) позволяет разделить их на три основных типа, связанных с тремя главными морфотектоническими провинциями океанического дна: срединными хребтами, глубоководными котловинами внутренних районов океана, островными дугами. Все три выделяемых типа имеют отличия в структуре аномального гравитационного и магнитного полей. Они отличаются также по составу и физическим свойствам пород слагающих постройки вулканов. На основе предложенной классификации высказывается предположение о различной тектоногенетической природе выделенных типов подводных вулканов.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 19 назв.

УДК 551.21

Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка. Селягин О.Б. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

В развитии базальтоидного и кислого четвертичного вулканизма Карымской группы вулканов выделяются три ритма. Первые два завершились образованием кальдер с выбросами кислой пироклаستيку. Третий ритм представлен действующими внутрикальдерными вулканами Карымским и Малым Семячком. Проявленные в связи с единой, длительно развивающейся структурой ритмы характеризуются последовательным уменьшением их длительности, объемов вулкаников, размеров кальдер, изменением фациального облика и отчасти снижением уровня кислотности пироклаستيку кальдерообразующих извержений. Направленность вулканического процесса, выявляемая при сравнении ритмов, заключается в перерождении типа магм проводящей структуры от центрального к трещинному и нарастании интенсивности базальтоид-

ного вулканизма. Предлагается генетическая интерпретация соотношений базальтоидной и кислой магм, учитывающая сопряженное развитие вулканизма и структуры. Выявленным закономерностям в наибольшей мере соответствует механизм дифференциации магмы в единой системе питания вулканов.

Ил. 4, библиогр. 34 назв.

УДК 551.21

Эволюция и условия формирования посторогенного вулканизма на примере Прибайкальского вулканоплутонического пояса. Бухаров А.А. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

На примере Прибайкальского вулканоплутонического пояса рассмотрена геодинамическая модель взаимодействия процессов тектоники, магматизма и метаморфизма, по которой основное магмогенерирующее значение имели зоны продольных глубинных разломов краевого шва. Неоднородности строения разломов краевого шва отражают различный характер полей напряжений. Процессы интрузивного магматизма, вулканизма, метаморфизма и тектоники создают основные структурно-вещественные комплексы земной коры.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 3 назв.

УДК 551.242:551.21

Эволюция палеогенового вулканизма в процессе развития Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Палеогеновый вулканизм Малого Кавказа характеризуется развитием базальтовых щелочных и известково-щелочных серий. Породы этих серий слагают соответственно северную и южную зоны Аджаро-Триалетии, а центральная зона этого палеорифта сложена низкокалиевыми базальтами. Такая зональность находит отражение и в составе ультраосновных модулей, характерных для базальтового комплекса Аджаро-Триалетии. Проявление зональности базальтового комплекса вполне согласуется с выдвигаемой авторами концепцией мел-палеогенового палеорифта.

Табл. 3, ил. 2, библиогр. 17 назв.

УДК 551.242:551.21

Эволюция вулканизма на фоне неотектонического развития Антикавказья. Габриелян А.А., Карапетян С.Г., Харазян Э.Х., Ширинян К.Г. – "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

Анализ тектонического развития и изучение пространственного размещения новейших вулканических продуктов на территории Антикавказья показывают, что вулканическая активность альпийского орогенного подэтапа территориально отчетливо связана с геотектоническими зонами, характеризующимися наиболее молодым возрастом геосинклинальной консолидации. Наблюдается отчетливая временная связь между вулканическими и тектоническими явлениями.

Ил. 4, библиогр. 27 назв.

УДК 551.24:551.21

Основные этапы проявления плейстоценового эксплозивного вулканизма (на примере Армянского вулканического нагорья). Саядян Ю.В. – "Вулканизм и геодинамика", М., "Наука", 1977.

На основе анализа палеогеографических условий и характера вулканизма в плейстоценовой истории Армении устанавливается граница между плиоценом и плейстоценом и приуроченность вулканизма к концу

ледниковых эпох и к межледниковьям. Воздымание земной коры связывается с изменением нагрузки ледниковых масс, а образование разрывных нарушений и вспышки вулканической активности с компенсирующими движениями в областях поднятий.

Библиогр. 2 назв.

УДК 552.323.6:552.323.5

Некоторые черты кимберлитового вулканизма Сибирской платформы. Минорин В.Е., Харьковив А.Д. — "Вулканизм и геодинамика". М., 1977.

На территории Сибирской платформы выделяются три области распространения кимберлитовых пород: Вилюйская, Оленек-Анабарская и Алданская. Все кимберлитовые тела (трубки, жилы, дайки) приурочены к зонам долгоживущих глубинных разломов. Существует прямая (статистическая) связь между алмазосностью кимберлитовых тел и их размерами. Обнаружение алмазов в экзоконтактных породах связано с проникновением инъекций кимберлитов. Кимберлитовые жилы, сопровождающие трубки взрыва, обычно являются более ранними образованиями. Жильные кимберлиты отличаются от комберлитов трубок по многим свойствам, что позволяет отнести жилы к самостоятельной фазе кимберлитового вулканизма. Кимберлитовые породы Оленек-Анабарской области отличаются от кимберлитов Вилюйской области низкой алмазосностью, практически полным отсутствием высокохромовых минералов (кноррингитсодержащих гранатов, высокохромовых хромитов), повышенным содержанием низкобарических ассоциаций (безгранатовых шпинелевых перидотитов, ильменитовых гипербазитов, слюдитов). Наиболее вероятными причинами, обусловившими различный фациальный состав включений глубинных пород в кимберлитах сравниваемых районов, являются: различная глубина заложения магматических очагов, неоднородный состав мантии и, вероятно, избирательный вынос глубинного (мантийного) материала из определенных уровней мантии.

Табл. 1, библиогр. 13 назв.

УДК 551.242.3:551.21

Палеовулканизм, особенности глубинной структуры и эволюция геодинамических условий на Южном Урале. Вахромеев И.С., Огарин И.С., Сенченко Г.С., Алексеев А.А., Аржавитин П.В., Салихов Д.Н. — "Вулканизм и геодинамика". М., "Наука", 1977.

В статье рассматривается геосинклинальное развитие области Южного Урала по геолого-геофизическим данным. Развитие вулканизма области анализируется с рифейско-вендского времени, которое отображает подготовительный этап к формированию палеозойской геосинклинали.

Геосинклинальный палеозойский цикл разделен на два периода: собственно, геосинклинальный ($O-C_2$) и орогенный (C_3-T). Магматическая деятельность, собственно, геосинклинального периода разделена на две стадии — раннегеосинклинальную ($O-D_2$) и позднегеосинклинальную (D_2-C_2). В орогенный период создалась геодинамическая обстановка общего сжатия складчатой структуры осадочно-магматических образований, гранитизации и формирования на этой основе современной земной коры. Магматизм этого периода проявлен в виде лакколитов и дайковых комплексов.

Геосинклинальный процесс формирования земной коры рассматривается как созидательный. значительную роль в котором играет магматизм.

Библиогр. 21 назв.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР*

Редактор

Т.Ю. Маренина

Редактор издательства

О.М. Ванюкова

Художественный редактор

Н.Н. Власик

Технические редакторы

Е.К. Полукарова, Л.А. Куликова

Подписано к печати 23/V—1977 г. Т ~ 09935

Усл.печ.л. 16,5 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 21,1

Формат 60 x 90 1/16 Бумага офс. № 1.

Тираж 850 экз. Тип. зак. 183

Цена 2 р. 10 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,

Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

1-я типография издательства "Наука".

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 10 к.

2016