

УДК 551.243 : 551.21 : 551.79 (571.66)

В. А. ЕРМАКОВ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. ТАРАКАНОВСКИЙ

ЗНАЧЕНИЕ РИФТОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН КАМЧАТКИ

Изучение рифтовых зон Земли привлекает в настоящее время все большее внимание исследователей. Одним из авторов этой работы [8] были суммированы данные, характеризующие основные рифтовые зоны (пояса) материков и выделены типы последних. В настоящей статье в свете современных представлений о континентальном рифтогенезе рассматриваются неотектоника и плиоцен-четвертичный вулканизм Камчатки, находящейся по широко распространенному мнению на орогенной стадии своего развития.

В 1959 г. Г. М. Власов и В. А. Ярмолюк, а позднее Г. М. Власов и А. Е. Святловский [3] сформулировали представление о двух вулканических поясах Камчатки — Срединном, включающем четвертичные вулканические проявления Срединного хребта, и Восточном, объединяющем вулканы Центральной Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки. Вулканические пояса частично наследуют предшествующие структуры, а частично наложены на них. Однако геофизические данные [9] в ряде случаев не подтверждают связь между вулканами различных районов Камчатки, объединяемыми в восточный вулканический пояс (например, между Центральной Камчатской депрессией и зоной Восточной Камчатки).

Согласно А. Е. Святловскому [11] вулканическая деятельность в четвертичное время протекала на фоне новейших поднятий в пределах «региональных зон опусканий» предшествующего времени, контролирующих вулканизм в целом. Это представление нашло свое дальнейшее развитие в концепции связи четвертичного вулканизма Камчатки со структурами типа грабен-синклиналей* [21, 12]. Были выделены грабен-синклинали Южной Камчатки, Восточной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии и Западной Камчатки (именуемая нами далее грабеном Срединного хребта). Предполагается, что в целом грабены формируются на фоне развивающихся крупных поднятий, т. е., что они отражают растяжение верхних участков земной коры, являющееся реакцией на поднятие всей области вулканизма.

* Далее мы будем называть их грабенами, поскольку применение к ним названия грабен-синклиналь не соответствует содержанию этого термина, введенного в советскую тектоническую литературу А. А. Богдановым еще в начале 50-х годов.

В последние годы появилось значительное количество новых данных, в том числе геофизических, позволяющих вернуться к рассмотрению вопросов взаимосвязи вулканизма с тектоникой Камчатки, в частности, с позиций геодинамики. С этой целью нами составлена детальная схема размещения четвертичных вулканических проявлений Камчатки на той же принципиальной основе, которая ранее была использована А. Е. Святловским (рис. 1). На схеме кроме деталей морфологии вулканических образований и разрывной тектоники показано положение зон разломов субширотного и в некоторых случаях северо-западного простирания, характеризующихся почти на всем их протяжении значительными градиентами силы тяжести. Ширина таких зон 5—10 км. Часть из этих зон разломов была выделена ранее. Так, О. И. Супруненко и Г. П. Декин [14] выделили и описали Толбачинско-Андреановский, Щапинско-Чажминский, Милюковско-Кроноцкий разломы. Они приписывают этим разломам характер сбросо-сдвигов, что находит известное подтверждение в геологических и сейсмических данных. Сдвиги с перемещением по ним на несколько километров известны в районах Восточно-Камчатского хребта, располагающихся на продолжении Толбачинско-Андреановского и Щапинско-Чажминского разломов. По данным С. А. Федотова и Л. С. Шумиловой [19], некоторые из выделенных зон разломов, такие как Толбачинско-Андреановская, Милюковско-Кроноцкая, Вилучинская* зоны разломов, хорошо описываются изолиниями значений сейсмической активности на глубинах 0—50 км. Наконец, укажем на выводы В. Н. Аверьяновой [1] о преимущественно субширотной ориентировке напряжений сжатия и растяжения, и соответственно их сбросо- или взбросо-сдвиговой и сдвиговой природе, в очагах близповерхностных землетрясений материкового склона, куда прослеживаются некоторые из выделенных зон разломов (например, Толбачинско-Андреановская). По существу близкие выводы об ориентировке напряжений и характере разрывов в очагах неглубоких землетрясений этих районов материкового склона были сделаны Л. М. Балакиной и др. [2]: «В том случае, когда напряжения среднего сжатия составляют небольшие углы с вертикалью, плоскости разрыва в очагах пересекают основные структуры, имеют крутое падение и характеризуются преобладанием горизонтальных подвижек в направлении простирания плоскостей разрывов». Согласно приводимой этими авторами схеме для Камчатки характерны правосторонние субширотные сдвиги. Л. М. Балакина и др. [2] делают также вывод о незначительности горизонтальных смещений по разрывам вдоль простирания основных структур (в нашем случае структур северо-восточного направления).

Анализ гравиметрической схемы с привлечением данных аэромагнитной съемки позволил составить схему разломов Камчатки, в которую входят все отмеченные выше широтные зоны разломов (рис. 2). Таким образом, мы, вероятно, можем говорить о системе сдвиговых структур Камчатки и общей причине ее образования. Движениями по выделенным разломам может быть объяснено образование большинства структур Камчатки, контролирующих вулканизм (грабены, кольцевые вулкано-тектонические депрессии и т. д.). Недостатком этой схемы является ее условность в смысле разделения разломов по возрасту и глубине заложения. В ней не нашли отражения меридиональные разломы, трассируемые в некоторых случаях расположением вулканов. В наи-

* Вилучинская зона разломов выделена авторами (см. рис. 1).

большей мере схема, вероятно, характеризует разломы фундамента вулканических зон K_2-P или более глубоко залегающего фундамента геосинклинали (гранитно-метаморфического слоя). Анализ распределения землетрясений на большой площади к северу и югу от Толбачинско-Андреановской и Шапинско-Чажминской зон разломов на двух различных уровнях глубин — менее 15 и 15—25 км показывает хорошее соответствие положения зон разломов и сейсмичности на глубинах 0—15 км; на более глубоких уровнях зоны разломов по имеющимся данным не прослеживаются (рис. 3). Это говорит о том, что выделенные широтные зоны разломов наиболее эффективно проявляются в гранитно-метаморфическом слое коры. Можно предположить, что зоны высоких градиентов силы тяжести вдоль разломов обусловлены сочленением блоков метаморфического комплекса с резко различной мощностью залегающих на них молодых осадочных образований: там, где их нет или их мощность незначительна (например, в месте северного погружения Срединного массива метаморфид), градиентные зоны отсутствуют; иными словами, градиентные зоны соответствуют участкам развития сбросов и отсутствуют на участках развития «чистых» сдвигов. На широкое распространение метаморфических пород в фундаменте геосинклинальных толщ указывает выход древних пород в районе Хавывенской возвышенности. Кроме того, в последнее время методами ГСЗ установлено присутствие под Центральной Камчатской депрессией слоя с граничными скоростями 6,2—6,5 км/сек, который, судя по этой характеристике, является аналогом метаморфических пород Срединного хребта Камчатки [15].

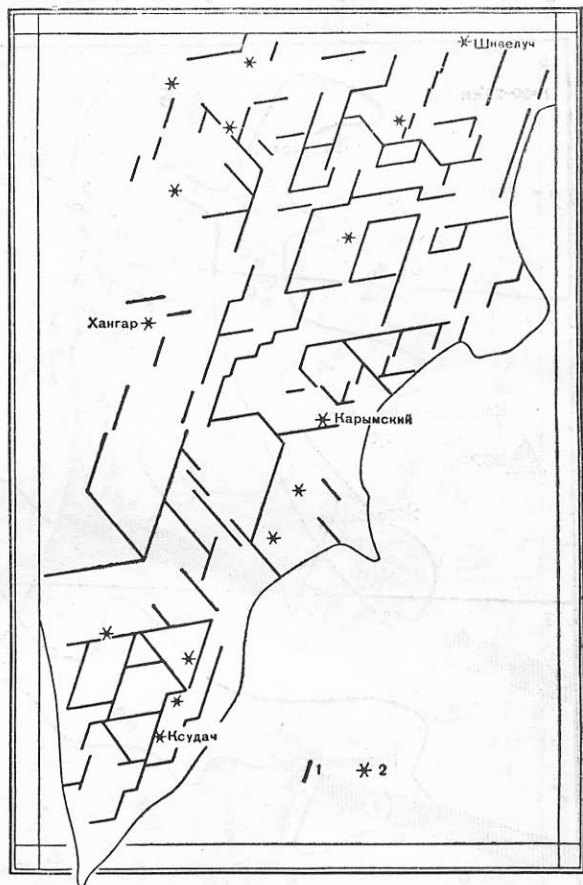


Рис. 2. Схема разрывной тектоники Камчатки (по геофизическим данным):
 1 — разломы (зоны градиентов силы тяжести), 2 — вулканы

Разломы, выделенные на рис. 2, в ряде случаев совпадают с поверхностными разломами верхнего структурного яруса или наоборот с глубинными разломами, контролирующими базальтовые проявления вулканических зон. Для некоторых районов (юга Камчатки, Ключевской группы вулканов, района вулканов Большая и Малая Кетепана)

Разломы, выделенные на рис. 2, в ряде случаев совпадают с поверхностными разломами верхнего структурного яруса или наоборот с глубинными разломами, контролирующими базальтовые проявления вулканических зон. Для некоторых районов (юга Камчатки, Ключевской группы вулканов, района вулканов Большая и Малая Кетепана)

установлено, что роли разломов разного направления с течением четвертичного времени изменялись; при этом разломы северо-западного простирания оказываются несколько более древними, чем северо-восточного. Вероятнее всего, однако, совместное развитие сопряженных разломов, для которых лишь с течением времени меняется характеристика условий напряжений: разлом, характеризующийся в определенный

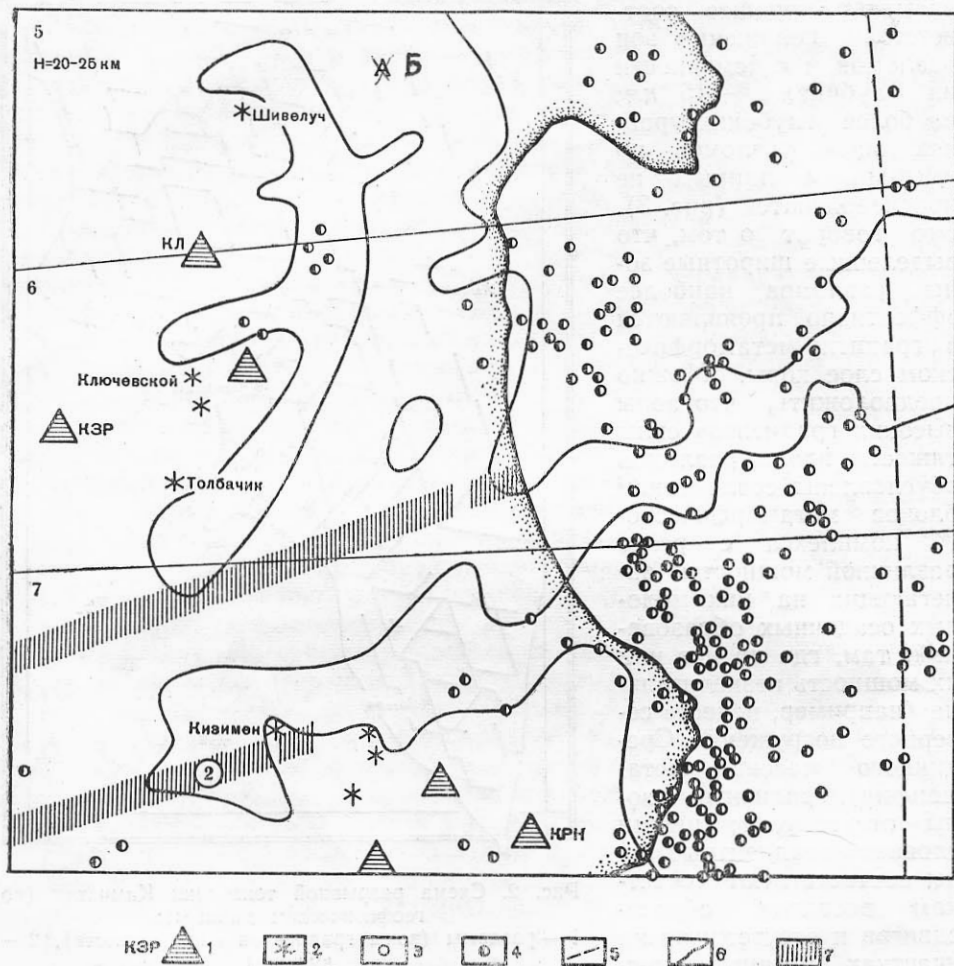


Рис. 3. Схема распространения эпицентров землетрясений (1962—1969 гг.) в районе Северной группы вулканов на глубинах 0—15 км (А) и 20—25 км (Б) (по данным В. А. Широкова):

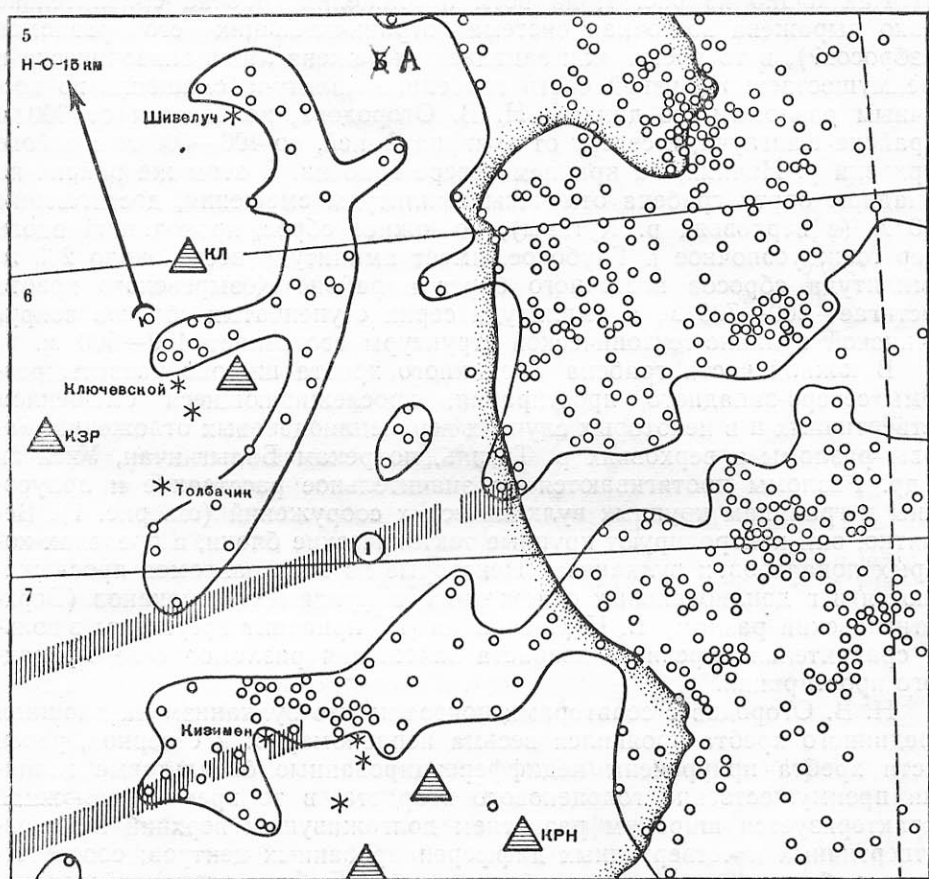
1 — сейсмостанции: Козыревск, Ключи, Кроноцкая и др.; 2 — вулканы; 3 — эпицентры землетрясений с глубиной 0—15 км; 4 — эпицентры землетрясений с глубиной

момент условиями растяжения, в последующем может испытывать сжатие и т. д.

Перейдем к описанию грабенов, контролирующих вулканизм Камчатки.

Грабен Срединного хребта приурочен к осевой и западной (в бассейне р. Хайрюзова) части хребта. Он находится в пределах обширного поднятия, сложенного преимущественно верхнеплиоценовыми

отложениями, при этом восточный борт поднятия, протягивающийся вдоль границы с Центральной Камчатской депрессией, имеет несколько более высокие отметки и более крутые склоны, чем западный. В своей широкой части (между реками Тигиль и Хайрюзова) грабен по существу является односторонним. С запада его ограничивает система невысоких горстовых поднятий Хайрюзовского и Тигильского антиклин-



20—25 км; 5 — выход на поверхность оси «фокального слоя»; 6 — контуры поля массового развития землетрясений с глубиной 0—15 км (на обеих схемах); 7 — положение Толбачинско-Андрюхановской (1) и Шапинско-Чажминской (2) зон разломов

риев ($P-N_1^2$), заложение которых относится к позднемиоцен-плиоценовому времени [13], т. е. предшествовало началу плиоцен-четвертичного вулканизма. Глубина погружения докайнозойского фундамента в грабене на границе с отмеченной системой горстовых поднятий — в среднем около 500 м. Возраст отмеченного выше поднятия Срединного хребта, по-видимому, в основном четвертичный, поскольку наиболее молодые из развитых здесь тонких осадков имеют верхнеплиоценовый возраст. Вдоль восточного борта поднятия, главным образом вблизи окон-

чания грабена, фиксируются выходы более древних третичных отложений, что говорит о большей глубине погружения фундамента плиоценовых пород средней части поднятия по сравнению с флангами. Общая протяженность грабена немного более 400 км, при этом длина его узкой части, расположенной к северо-востоку от вулкана Алней, — около 200 км. Ширина грабена колеблется от 20—30 км — в его узкой части до 90—110 км в широкой.

Как видно из рис. 1, на всем протяжении грабена сравнительно резко выражена восточная система ограничивающих его разломов (взбросов?), в то время как западная выражена лишь эпизодически и преимущественно в узкой части грабена. Амплитуда смещения по восточным разломам, по данным Н. В. Огородова, колеблется от 600 м в районе Калгауча, к северу от вулкана Алней, до 400—500 м в районе верховий р. Начики, на крайнем севере грабена. В этом же районе на западном борту грабена отмечены амплитуды смещения, достигающие 800 м (в верховьях р. Кутины), но южнее сброс, проходящий вдоль озер Междусопочное и Глубокое, имеет амплитуду всего около 200 м. Амплитуда сбросов восточного борта в районе Козыревского хребта достигает 600—700 м, а амплитуда серии ступенчатых сбросов вокруг Ичинской вулcano-тектонической структуры составляет 400—500 м.

В южной части грабена Срединного хребта широко развиты разломы северо-западного простирания, прослеживающиеся смещением четвертичных и в некоторых случаях верхнеплиоценовых отложений. Таковы разломы в верховьях р. Тигиль, по рекам Балыгинчан, Уксичан и др. Разломы протягиваются на значительное расстояние и приурочены к границам крупных вулканических сооружений (см. рис. 1). Вероятно, они контролируют крупные тектонические блоки, в пределах которых локализован вулканизм. Некоторые из этих разломов прослеживаются и в доплиоценовых отложениях, в фундаменте вулканов (Верхнетигильский разлом) Е. Н. Савочкина [10] приводит аргументы в пользу сравнительно древнего возраста заложения разломов северо-западного простирания.

Н. В. Огородов с соавторами показали, что вулканизм на площади Срединного хребта проявился весьма неравномерно: к северной, узкой части хребта приурочены недифференцированные базальтовые излияния преимущественно голоценового возраста, в то время как южная характеризуется широким развитием долгоживущих верхний плиоцен-четвертичных и четвертичных дифференцированных центров; соответственные объемы тех и других образований (для постнижнеплейстоценового времени) составляют приблизительно 300 и 3550 км³. Исключение из указанной закономерности составляют лишь шлаковые конусы Козыревского хребта, образующие зону ареальных извержений северо-восточного простирания на границе этого хребта с Центрально-Камчатской депрессией. Однако данную зону ареального вулканизма, скорее, следует рассматривать в связи с вулканизмом Центральной депрессии, а занимаемую ими территорию — как часть депрессии, причленившуюся к Козыревскому хребту лишь в силу значительной аккумуляции здесь плиоцен-четвертичных вулканических образований. От Козыревского хребта эта зона отделена сбросом и, таким образом, вероятно, является грабеном (возможно, односторонним). За пределами морфологически выраженного грабена Срединного хребта расположены единичные центры. Заканчивая описание грабена, отметим интересный вывод Н. В. Огородова о том, что образование грабена в его узкой части предшествовало массовому излиянию базальтов или по крайней мере было синхронным с первыми излияниями.

Грабен Центральной Камчатской депрессии приурочен к одноименной морфологически хорошо выраженной продольной межгорной депрессии. Западным ее бортом является склон Срединного хребта. Граница между этим хребтом и депрессией характеризуется пологим рельефом и не выразительна; сравнительно надежно установленные разломы фиксируются лишь на отдельных участках ее, в районе Козыревского хребта и в самом верхнем течении р. Камчатки. Амплитуда смещений по разломам (сбросам?) достигает здесь 1000—1300 м. Мощность рыхлых четвертичных отложений в южной части депрессии по данным бурения составляет 150—200 м. С востока грабен ограничивает на всем его протяжении Восточно-Камчатский хребет, сложенный преимущественно породами верхнего мела (?) — палеогена. Более молодые породы, преимущественно плиоценового возраста, развиты в районе хребта Тумрок — г. Николка, где они разрывают выходы мел-палеогеновых пород хребтов Валагинского и Кумроч, а также в бассейне р. Авачи на южном окончании Валагинского хребта. В обоих этих случаях породы обнажаются на участках северо-западного субширотного простираний. По данным А. Е. Шанцера [20], плиоценовые образования хребта Тумрок через Асхачный увал и г. Николка протягиваются к Срединному хребту, образуя поперечную по отношению к депрессии тектоно-аккумулятивную структуру. Аналогичное мнение ранее было высказано Л. А. Ривошем [9] по результатам аэромагнитной съемки. Этот район характеризуется значительным количеством тектонических нарушений, резкой аномальностью геофизических полей, современной сейсмической активностью; он является границей вулканических проявлений в (грабене Центральной Камчатской депрессии) резко различной интенсивности.

Западный разлом Восточно-Камчатского хребта прекрасно выражен в рельефе. Высота тектонического уступа хребта от 450 до 1000—1300 м, при этом наибольшие амплитуды сбросов (взбросов?) приурочены к участкам высокогорного рельефа. Параллельно выраженному в рельефе разлому, но уже в депрессии, по данным магнитной съемки фиксируется ряд захороненных, по-видимому, более древних ступенчатых тектонических уступов. При общем северо-восточном простирании разлом состоит из участков север-северо-восточного и субмеридионального простирания протяженностью 20—30 км (до 40 км), соединенных отрезками субширотного простирания. В местах их сочленения образовались различные по площади кулисообразно расположенные блоки, к которым приурочен, как правило, низкогорный рельеф. Характерной особенностью разлома является наличие диагональных по отношению к основному его простиранию клиновидных грабен. Таковы грабены Шаромского Мыса, г. Озерной, рек Левая и Правая Шапина. Последние образуют пару противостоящих структур возможно смещенных друг

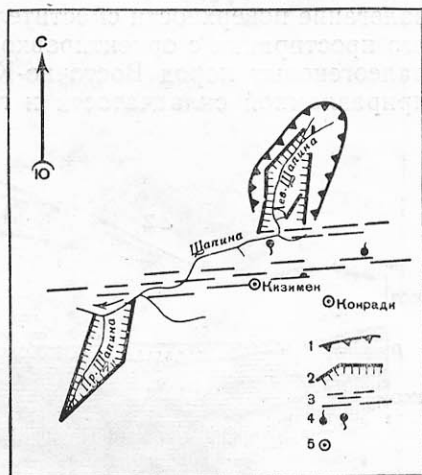


Рис. 4. Противостоящие грабены притоков р. Шапина в зоне Шапинско-Чажминских сбросо-сдвигов:
1 — контур отрицательной магнитной (ΔT_a) аномалии; 2 — разломы; 3 — зона широтных разломов; 4 — термоявления; 5 — вулканы

относительно друга по зоне субширотного сдвига (рис. 4). Ранее было показано положение отмеченных грабен в широтной Шапинско-Чажминской зоне разломов, характеризующихся высокой сейсмической активностью (см. рис. 3). При пересечении некоторыми реками Западного разлома в районах южнее г. Озерная в Валагинском хребте наблюдается смещение русел с северо-востока на юго-запад, что, вероятно, указывает на некоторую роль горизонтальных левосторонних сдвиговых деформаций в формировании Западного разлома. Установлено вертикальное или крутонаклоненное ($70-80^\circ$, иногда меньше) к северо-западу залегание поверхности сместителя Западного разлома и согласованность его простираия с ориентировкой складчатых структур верхний мел (?) - палеогеновых пород Восточно-Камчатского хребта. Характер мелкой приразломной складчатости и геофизические данные указывают, что

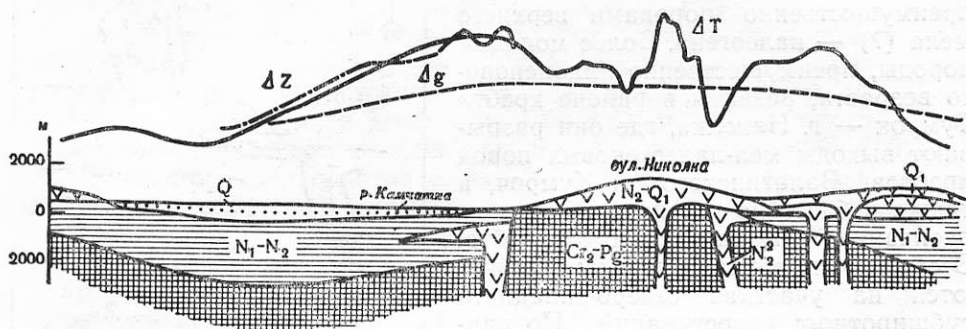


Рис. 5. Разрез через Центральную Камчатскую депрессию на широте вулкана Николька (по данным Ю. С. Дежановой и А. Л. Ващинского с дополнениями)

разлом на глубине выполаживается и исчезает. По сейсмическим данным глубина проникновения Западного разлома в глубь коры на широте Ключевских вулканов оценивается в $20-25$ км [5]. Образование Западного разлома относится в основном к плиоцен-четвертичному времени, при этом отмечается последовательное возрастание интенсивности тектонических движений по разлому от начала плейстоцена к голоцену.

С севера грабен Центральной Камчатской депрессии ограничен пологим поднятием бассейна р. Маимля. Ряд разломов северо-западного простираия фиксируется здесь в районе отрогов вулкана Шивелуч тектоническими уступами высотой $200-300$ м. К югу грабен выклинивается. В осевой части грабена установлен ряд изолированных поднятий, поверхность которых в настоящее время фиксируется на высотах от 200 до 500 м: Мильковско-Кирганикское поднятие, Генераловское поднятие, предполагаемые поднятия под вулканом Николька и вулканами Ключевской группы (рис. 5). Природа этих поднятий окончательно не выяснена. Некоторые косвенные данные, такие, как состав глубоко эродированных образований (например, в северной части Валагинского хребта) с аналогичными рассматриваемым поднятиям геофизическими характеристиками, состав включений в породах вулканов Ключевской группы, данные ГСЗ в этом же районе свидетельствуют, что поднятия сложены в значительной мере основными породами. Вероятно, здесь близко к поверхности располагаются породы спилитово-диабазовой формации ($K_2?$) или более молодые базальты.

Ширина грабена Центральной Камчатской депрессии колеблется от $15-20$ км на юге до $80-90$ км (вкrest простираия структуры) — на

севере, протяженность его — около 350 км. Аналогично грабену Срединного хребта здесь также можно выделить сравнительно узкую и широкую части грабена соответственно к югу и северу от вулкана Николка; эти части характеризуются аналогичным грабену Срединного хребта развитием вулканизма. В северной части широким развитием пользуются долгоживущие четвертичные дифференцированные вулканы, в то время как на юге распространены исключительно базальтовые ареальные образования. Это — упоминавшиеся ареальные базальты на склоне Козыревского хребта и полоса аналогичных им лав на склоне Срединного хребта в районе п. Шаромы. Единичные центры располагаются здесь же у восточного борта депрессии. Вулканизм юга депрессии изучен плохо; за некоторыми исключениями вулканы здесь имеют верхнеплейстоценовый — голоценовый возраст. Однако объем вулканитов здесь значительно уступает таковому в северной части депрессии, где только объем продуктов извержений Ключевской группы вулканов составляет около 4000 км³. Напомним для сравнения, что общий объем голоценовых ареальных вулканитов, связанных с узким грабеном Срединного хребта, составляет всего 300 км³. Вероятно, к нему близок объем вулканитов узкой части грабена Центральной Камчатской депрессии.

Грабен Восточной Камчатки протягивается от верховьев рек Сторож и Дроздовская до р. Авачи в северо-восточном направлении. Протяженность грабена около 270 км, ширина от 25—30 до 80 км. Сравнительно хорошо выражен лишь северо-западный борт грабена, по которому он граничит с Валагинским хребтом. С востока и юго-востока грабен ограничивается системой локальных поднятий, поднятием Железнодорожного хребта на севере и Шипунского полуострова на юге. К югу от широты среднего течения р. Жупанова северо-западная граница грабена обычно условно проводится по долинам рек Гаванки и Лев. Авачи, хотя по существу интенсивные проявления дизъюнктивной тектоники и вулканизма характеризуют и отстоящие от них к северо-западу районы (вулкан Бакенинг и ареальные образования). Здесь, на широте р. Киркиная, происходит погружение верхний мел (?) — палеогенового фундамента под более молодые, преимущественно вулканические, миоцен-плиоценовые

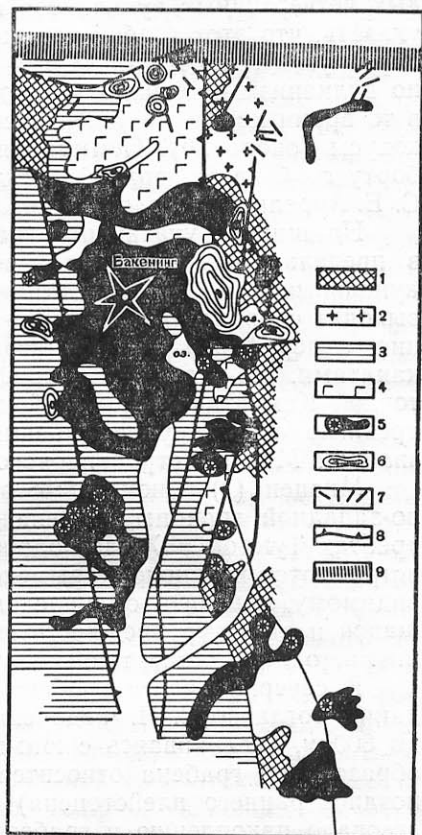


Рис. 6. Строение грабена р. Средней Авачи (по данным С. Е. Апрелькова): 1 — горсты, сложенные преимущественно миоценовыми вулканитами; 2 — интрузия габбро-диоритов (миоцен?); 3 — вулканические образования алнейского комплекса ($N_1^3-N_2^?$); 4 — платоэффузивы (Q_1); 5 — шлаковые и лавовые образования позднечетвертичного времени (преимущественно андезито-базальты, базальты); 6 — экструзии среднекислого состава (Q_1); 7 — дайки; 8 — сбросы; 9 — положение Бакенинг-Карымской широтной зоны разломов

образования. Эта широтная граница фиксируется разломами и дайками соответствующего простираия и может рассматриваться как граница грабена Восточной Камчатки. Заложение этой границы относится по крайней мере к позднему миоцену.

На рис. 6 по данным С. Е. Априлкова, показано положение молодых четвертичных вулканитов в грабене р. Средней Авачи. Интересно указать, что этот грабен так же, как и большие грабены, имеет клинообразную форму и ряд других общих с ними черт: наиболее интенсивно вулканизм проявился в широкой части грабена (вулкан Бакенинг), в то время как к его узкой части приурочены исключительно шлаковые конусы (около 20). Суммарная амплитуда смещения по восточному борту грабена за верхний плейстоцен-голоценовое время составляет, по С. Е. Априлкову, около 2500 м.

На широте указанного грабена р. Средней Авачи, но собственно в пределах четвертичного грабена Восточной Камчатки развиваются купольные или блоковые структуры разного порядка, в ядра которых выходят сравнительно древние (миоценовые?) магматические образования, а периферия сложена верхнеплиоценовыми и четвертичными вулканитами. По-видимому специфика строения вулканической зоны Восточной Камчатки в этом районе обусловлена наложением ее на более древнюю структуру северо-западного простираия, известную под названием Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций.

Миоцен (?) -плиоценовые отложения встречаются вдоль всей северо-западной границы грабена, а также у его северного окончания в хребтах Тумрок и Железнодорожный; в пределах грабена эти породы встречаются в районе Карымского вулкана. Таким образом, можно, по-видимому, говорить об унаследовании четвертичными вулканами площадей и структур предшествующего плиоценового (алнейского) вулканизма, однако четвертичные вулканы занимают меньшую площадь.

В северной части грабена Восточной Камчатки амплитуда проседания, согласно С. И. Федоренко, К. А. Скрипко [17], составляет от 600 до 800 м, увеличиваясь с юго-востока на северо-запад. По их данным образование грабена относится к плиоцен-четвертичному времени (не позднее раннего плейстоцена); оно предшествовало и частично сопровождало накоплению в грабене недислоцированных терригенных и туфогенно-лавовых верхнеплиоценовых образований. Суммарные смещения по разломам Валагинского хребта в районе Кроноцкого озера достигают 1000 м, далее к югу они меньше.

Анализ данных по строению и составу вулканов Восточной зоны [7, 17] показывает, что слабо дифференцированные вулканы базальтового, андезито-базальтового состава приурочены в основном к узкому окончанию грабена (вулканы, расположенные к северо-востоку от Узона — Крашенинникова, Кроноцкий и др.), а дифференцированные базальт-андезито-дацитовые или базальт-липаритовые вулканы или группы вулканов развиты в широких частях грабена; в общем объеме вулканических образований значительно преобладают последние. В ряде случаев установлено, что вулканы ассоциируют с поднятиями в пределах грабена (Гамченская группа, вулкан Купол и др.).

Грабен Южной Камчатки протягивается от р. Карымчины на севере до мыса Лопатка на юге. Как единая структура, объединяющая вулканические образования этого района, он может быть выделен лишь условно. Границами грабена являются: на востоке сбросы зоны береговых хребтов Южно-Камчатского антиклинория ($P-N_1$), на западе — граница между Охотоморским массивом и Голыгинским прогибом [13]. Эта последняя является погребенной и проходит в юго-восточ-

ном направлении от вулкана Б. Ипелька (см. рис. 1). Гравиметрические и геологические исследования последних лет (Г. П. Декин, В. С. Шеймович и др.) позволяют говорить о наличии в центральных частях площади Южной Камчатки системы кулисообразно подставляющих друг друга поднятий фундамента (поднятие Голыгинских гор, гор Детинка и т. д.). В пределах этих поднятий развиты преимущественно верхнемиоценовый или плиоцен-раннечетвертичный* вулканизм, так называемая «алнейская серия», а из молодых четвертичных вулканических проявлений — преимущественно ареальный вулканизм. Крупные четвертичные вулканы центрального типа образуют, таким образом, два ряда северо-восточного простирания, структурно связанных с системами грабенов или прогибаний по обеим сторонам полосы поднятия. Это — вулканы Большая и Малая Ипелька и, возможно, вулкан Опала, расположенные по бортам Голыгинского прогиба, и основная группа вулканов от Горелого до Камбального, связанная с системой отрицательных структур или вулcano-тектонических депрессий. Наблюдается общее сужение площади структур этого второго ряда вулканов с севера на юг.

Общая протяженность грабена Южной Камчатки — 155 км, ширина отдельных его участков варьирует от 70—80 км на севере до 5—10 км на крайнем юге. Из особенностей строения зон обрамления грабена, характерных также и для других грабенов (Центральной Камчатской депрессии, Восточной Камчатки и т. д.), отметим асимметричное строение Южно-Камчатского антиклинория, служащего юго-восточным бортом грабена Южной Камчатки; высота тектонического уступа юго-восточного крыла антиклинория над дном составляет 500—1000 м, убывая к югу. Состав вулканитов Южной Камчатки колеблется от базальтов до липаритов. Особенностью четвертичного вулканизма Южной Камчатки является совместное широкое развитие извержений центрального типа и ареальных, причем наблюдается локализация базальтовых проявлений ареального типа (в связи с поднятиями или их краевыми частями) к северу от р. Озерной. В этом можно видеть аналогию с принципиально сходным распределением вулканитов по составу в соответствующих контрастных структурах Центральной Камчатской депрессии (Ключевская группа вулканов). Однако, если на Южной Камчатке объем базальт-андезито-базальтовой формации (ареальных вулканитов) составляет не более 200 км³, то в Центральной Камчатской депрессии он более чем на порядок выше; наоборот, относительная роль вулканитов среднекислого состава в Центральной Камчатской депрессии значительно меньше, чем на южной Камчатке. Протяженные линейные зоны ареального вулканизма в замыканиях грабена, подобные таковым в Срединном хребте или в Центральной Камчатской депрессии, на Южной Камчатке отсутствуют, в южном клинообразном окончании грабена здесь располагаются вулканы Кошелева и Камбальный, сложенные впрочем преимущественно базальтами и андезито-базальтами.

За пределами грабена Южной Камчатки на севере, вблизи его границы, расположен вулкан Вилучинский с прилегающей к нему зоной ареальных центров. По данным М. А. Фаворской и др. [16] эти образования приурочены к сочленению впадины, вмещающей ареальные вулканиты, и поднятия (возможно аккумулятивного), сложенного верхнеплиоценовыми отложениями. Имеется большое сходство в строении и составе пород вулканических районов Вилучика и Бакенинга: эти крупные вулканы как бы замыкают ареальные зоны; в обоих случаях

* Единого мнения о возрасте вулканогенных образований так называемой «алнейской» серии не имеется [16].

состав вулканитов колеблется от базальтов до андезитов; возраст вулканитов преимущественно голоценовый. Возможно, что они представляют собой тип вулканических районов, связанных с ограниченными по протяженности грабенами. Наиболее важные количественные параметры грабенов вулканических зон Камчатки сведены в следующей таблице.

Т а б л и ц а

Параметры грабенов вулканических зон Камчатки

Вулканические зоны, грабены	Протяженность в км	Ширина зон в км	Площадь и объем вулканитов	Кол-во вулканов, в том числе действующих
Срединный хребет	320—450	от 6÷25 до 110	18—19 тыс. км ² 5000 км ³	около 120 полигенных вулканов, 1000 мелких конусов, 1 действующий
Центральная Камчатская депрессия	350	5÷100	около 10 тыс. км ² 5520 км ³	19 крупных вулканов, около 400 мелк. конусов, 4 действующих
Восточная Камчатка	270	от 15÷20 до 70	около 14 тыс. км ² 5200—5300 км ³	около 25 крупных вулканов или группы вулканов, 15 действующих
Южная Камчатка	155	5÷80	10 300— 10 500 км ² 1 800 км ³	около 100 полигенных вулканов, 600 мелких конусов, 8 действующих

Все грабены имеют клинообразную, сужающуюся в одном направлении форму, при этом их наиболее узкие части являются нормальными простыми грабенами, а широкие, занимающие значительно большие площади, — односторонними, сложными. Клинообразная форма характерна также для небольших грабенов, контролирующих редкие проявления вулканизма за пределами больших грабенов в структурах обрамления. Таковы грабены р. Левого Щапины или р. Средней Авачи. В строении их повторяется ряд черт, свойственных большим грабенам: более высокое положение одного из бортов, приуроченность крупных и дифференцированных вулканов (или вулкана) к наиболее широкому участку грабена, опережающее развитие грабена относительно проявлений вулканизма в нем. Клиновидные грабены, вероятно, представляют собой ряд однотипных структур разного масштаба, развитие вулканизма в которых в большой мере контролируется их размерами. Отмечается наследование четвертичными грабенами (вулканическими зонами) аналогичных, но более крупных структур плиоценового возраста. Это свидетельствует о заложении всей системы грабенов не позже позднего миоцена. Возможно, однако, что они образованы и ранее, в среднем миоцене, при этом первоначальные контуры грабенов, вероятно, определяются распространением кавранской серии Камчатки (N₂³)*, сложенной преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Некоторое «запаздывание» вулканической деятельности относительно грабенообразования является, по-видимому, общей характерной особенностью в развитии этих явлений.

Грабены могут быть объединены в две пары «зеркально-отраженных» структур, в каждой из которых они повернуты друг к другу расширяющимся концом. Первую пару составляют грабены Срединного

* По Ю. Б. Гладенкову [4].

хребта и Центральной Камчатской депрессии, вторую — грабены Восточной и Южной Камчатки. В пределах выделенных пар грабены характеризуются близкими параметрами движений и вулканизма, хотя вулканизм в этих парах различается интенсивностью и составом. Так, максимум интенсивности вулканизма и объемов вулканитов приходится на первую пару структур, а наибольший диапазон составов и общий более кислый состав пород характерен для второй пары структур. Грабены Срединного хребта и Центральной депрессии заходят один за другой на расстояние около 180 км, причем на эти участки приходится их наибольшая ширина и интенсивность вулканизма; грабены Восточной и Южной Камчатки разделены поперечным Малко-Петропавловским поднятием. Наблюдается параллельное возрастание интенсивности вулканизма и изменение его характера (морфогенезиса вулканических построек, состава и размаха дифференциации, увеличение сложности вулкано-тектонических структур и т. д.) и ширины грабенов. Это выражается в приуроченности массовых излияний базальтов и андезито-базальтов к клинообразным окончаниям грабенов, т. е. к простым грабенам. В широких частях грабенов, где наблюдается значительная дифференциация тектонических движений, распространены крупные долгоживущие центры, при этом вулканизм также захватывает структуры обрамления. Здесь большой объем занимают андезиты и более кислые образования. Для этих районов типично также сосуществование базальт-андезито-базальтовой и базальт-дацитово-базальто-липаритовой (или базальт-липаритовой) вулканических формаций, при этом первая опять же связана главным образом с ареальным вулканизмом, в то время как вторые — с вулканами центрального типа.

Общей особенностью грабенов вулканических зон является совпадение участков их расширения с положением широтных зон разломов (см. рис. 1). Наиболее крупная Толбачинско-Анриановская зона разломов контролирует с севера выходы Срединного массива метаморфических пород, являясь одновременно ограничением полосы четвертичного вулканизма Срединного хребта, она же ограничивает с юга Северную группу вулканов в пределах депрессии. На этом основании зону разломов можно рассматривать как крупнейший поперечный линеймент полуострова, играющий важную роль в локализации вулканических зон. Аналогичное значение, по-видимому,

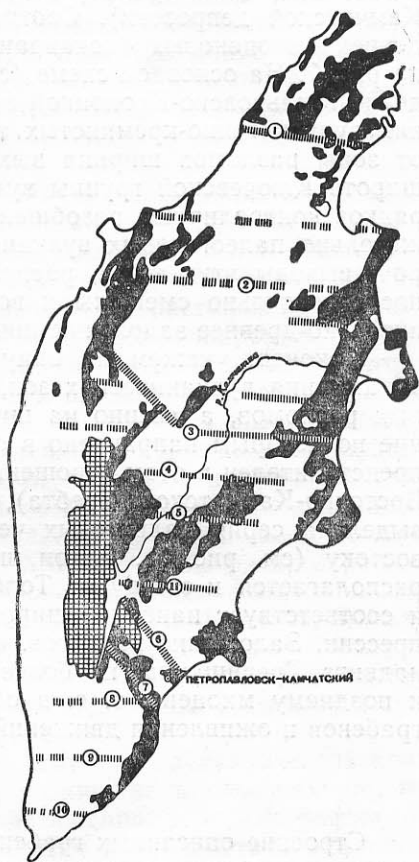


Рис. 7. Схема распространения досреднемиоценовых пород Камчатки в соотношении с широтными зонами разломов (по данным [3]). Перекрестной штриховкой показан Срединный массив метаморфических пород, черным — породы от верхнего мела до нижнего миоцена включительно. Обозначения широтных зон разломов те же, что и на рис. 1

имеют разломы, ограничивающие Срединный массив с юга и являющиеся одновременно границей вулканической зоны Южной Камчатки.

Выделенные широтные зоны разломов в большой мере контролируют также распространение более древних, чем четвертичные, вулканических образований алнейской серии (например, на широте г. Скалистая в Восточной вулканической зоне или р. Шапины в Центральной Камчатской депрессии). Соотношение широтных разломов и выходов досреднемиоценовых (докаванских) отложений Камчатки показано на рис. 7. На основной схеме (см. рис. 1) весьма наглядно видно совпадение Мильковско-Кроноцкой зоны разломов с границей распространения вулканогенно-кремнистых толщ (K_2 ?) Валагинского хребта; к югу от зоны разломов ширина выхода этих толщ резко сокращается. На широте Ключевской группы вулканов широтные разломы меньших порядков контролируют разобщенные меридиональные выходы предположительно палеогеновых вулканогенно-кремнистых толщ в хребте Кумроч; выходы этих толщ, расположенные к северу от г. Андриановки, последовательно смещены к востоку. Таким образом, возможно сравнительно древнее заложение широтных зон разломов.

Наконец, укажем на одну общую особенность строения районов обрамления вулканических зон, тесно связанную с положением широтных разломов, а именно на широкое развитие здесь надвигов, движение по которым направлено в сторону от вулканических зон. Наиболее представлен в этом отношении район хребта Кумроч (северная ветвь Восточно-Камчатского хребта), где по различным данным может быть выделена серия надвиговых чешуй, характеризующихся движением к востоку (см. рис. 1). Район широкого развития отмеченных надвигов располагается к северу от Толбачинско-Андриановской зоны разломов и соответствует наиболее широкой части Центральной Камчатской депрессии. Заложение надвигов, если об этом можно судить по возрасту надвига Гречишкина, наиболее протяженного на Камчатке, относится к позднему миоцену, т. е. в общем соответствует времени заложения грабенов и оживления движений по широтным разломам.

II

Строение описанных грабенов вулканических зон может быть понято при допущении относительного смещения к востоку блоков кристаллического фундамента, расположенных с севера и юга от Срединного массива. При этом формирование грабенов Срединного хребта и Центральной Камчатской депрессии, по-видимому, связано с перемещением крупного блока или серии блоков, расположенных на широте Камчатского залива между Толбачинско-Андриановской зоной разломов и разломами к северу от вулкана Шивелуч: первый является правым, а вторые — левыми сбросо-сдвигами. На эти районы приходится наибольшая ширина грабенов и интенсивность вулканических процессов. За их пределами располагаются узкие окончания грабенов, общая конфигурация которых идентична форме трещин оперения или разрыва, образующихся при сдвиговых смещениях. Широтные разломы, контролирующие расширение Центральной Камчатской депрессии и располагающиеся к югу от Толбачинско-Андриановской зоны разломов, вероятно, являются следствием развития этого последнего; для них также характерны правосторонние смещения.

В образовании грабенов Восточной и Южной Камчатки важную роль, по-видимому, играли движения кристаллического фундамента в районе южного погружения Срединного массива, а также процессы, свя-

занные со становлением Малко-Петропавловской зоны дислокаций, однако характер этих процессов для нас остается неясным. Можно допустить наличие левосторонних (по Карымчинской и Асачинской зонам разломов) и правосторонних (по Озерновской зоне разломов) движений кристаллического фундамента при формировании грабена Южной Камчатки. Интенсивность этих движений убывает с севера на юг.

Образование грабенов, вероятно, является следствием процессов растяжения или «растаскивания» в направлении глубоководного желоба блоков кристаллического субстрата, при этом положение грабенов, по-видимому, фиксирует зоны наиболее интенсивных движений; смежные с грабенами выступы геосинклинальных толщ, располагающиеся над более стабильными блоками субстрата, одновременно с этим деформируются с образованием надвигов.

Распределение зон растяжения в грабенах в целом является неравномерным. Как следует из формы вулканических зон, растяжения, вероятно, максимально проявились на широтах Авачинского и Камчатского заливов. Однако сразу заметим, что ширина вулканических зон в каждом случае не идентична вероятной амплитуде растяжения, а превышает ее. Фундамент вулканических зон в наиболее широких частях грабенов характеризуется блоковым строением. Следовательно, в этом случае речь идет о том, что условия растяжения способствуют образованию разрывов в кристаллическом цоколе, что является предпосылкой для развития здесь дифференцированных движений. Растяжения характеризуют не только поверхностные, но и глубокие части грабенов. Об этом свидетельствует наличие под вулканами в верхней мантии зон «разуплотнения» с характерным для них частичным или полным поглощением энергии сейсмических волн [18]. Хотя эти зоны распространяются на значительные глубины, само образование грабенов и вулканизм в них, как показано в работах П. И. Токарева и С. А. Федотова, имеют с этими глубинами лишь косвенную связь. Этот вывод в какой-то мере иллюстрируется приводимым сейсмическим разрезом (рис. 8), показывающим независимость землетрясений фокальной зоны и преимущественно коровых землетрясений в недрах грабенов.

Рассмотренный способ образования структур вулканических зон характеризует их как крупные грабены, возникшие в условиях регионального горизонтального поперечного растяжения, т. е. как рифты, и позволяет рассматривать вулканизм Камчатки как следствие рифтогенеза. Действительно, вулканические зоны Камчатки характеризуются такими признаками, как значительная протяженность, ограничение разломами типа сбросов (или взбросов) и сбросо-сдвигов, высокой сейсмичностью, контрастными геофизическими полями, высоким тепловым потоком, интенсивным вулканизмом, относительно небольшой и варьирующей мощностью земной коры (25—40 км) с отдельными разрывами сплошности гранитно-метаморфического слоя, пониженной плотностью верхней мантии, разобщением линейных грабенов поперечными сбросо-сдвигами и продольными «жесткими» блоками коры и другими признаками, типичными для континентальных рифтов. Одновременность возникновения рифтов на участках с различным строением и мощностью земной коры, их общая значительная протяженность и сходная ориентировка указывают на общую причину рифтогенеза, которой, по-видимому, являются движения вдоль фокальной зоны. Рисунок 8 иллюстрирует глубинное строение рифта Центральной Камчатской депрессии.

Особенности распределения вулканов в пределах рифтов позволяют считать, что ареальный базальт-андезито-базальтовый вулканизм является наиболее ярким индикатором эпох или ритмов растяжения, фик-

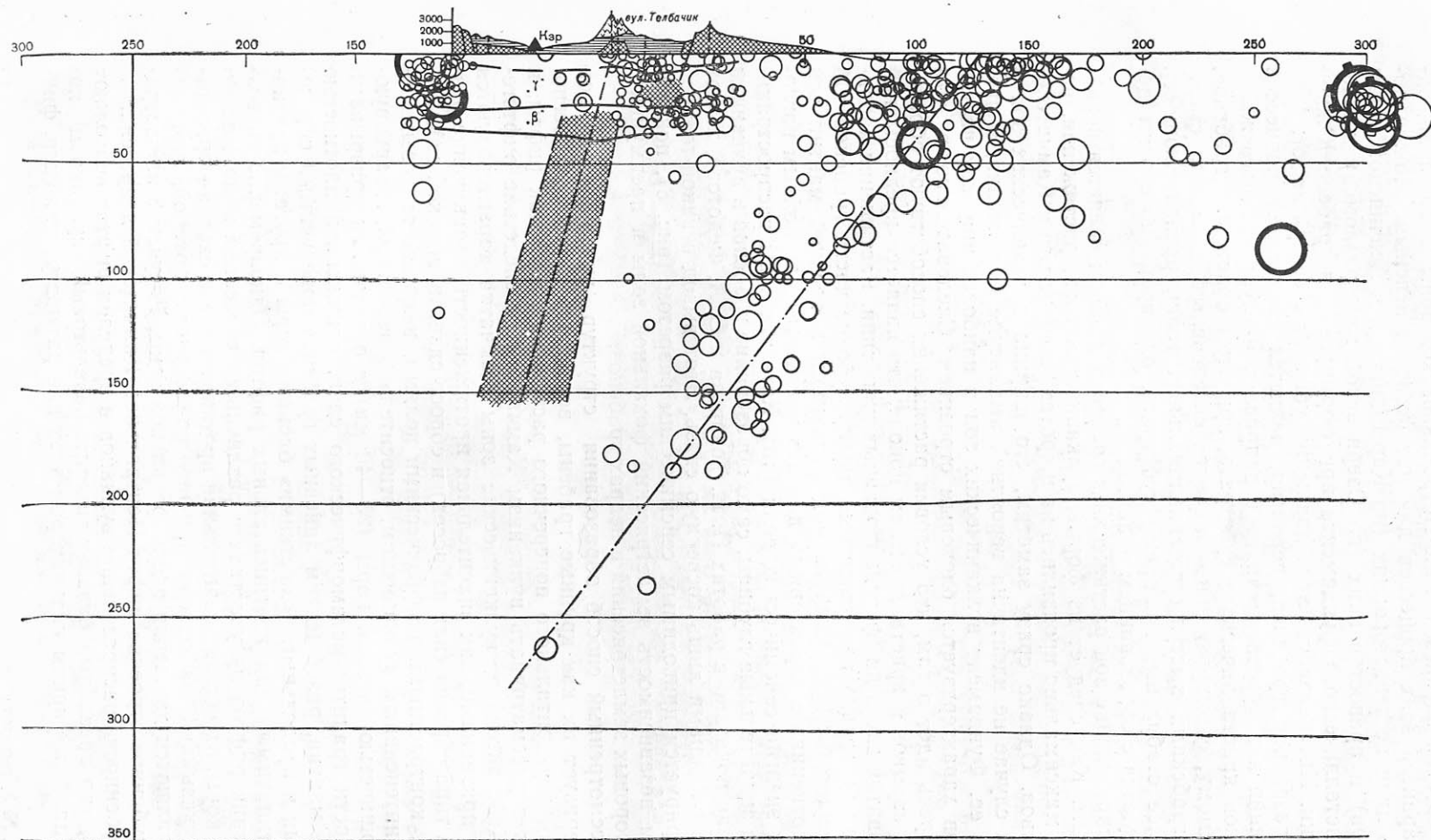


Рис. 8. Глубинное строение рифта Центральной Камчатской депрессии. Показано положение зон аномального поглощения энергии сейсмических волн (перекрестная штриховка) в земной коре и мантии и основных границ в коре на сейсмическом разрезе. Кружки соответствуют расположению гипоцентров землетрясений различных энергетических классов. Фундамент грабена депрессии характеризуется блоковым строением и разновысоким положением кровли кристаллических пород (гранитного слоя γ)

сирующим положение глубоких разломов, достигающих мантии. С другой стороны, ряд факторов свидетельствует о коровом заложении дифференцированных групп вулканов, имеющих средний андезитовый и более кислый состав, и их приуроченности к структурам типа сбросов. Зоны субширотных сдвигов вулканы, как правило, избегают, хотя в некоторых случаях к ним оказывается приуроченным ареальный вулканизм; при этом лавы имеют состав основных базальтов (например, породы, приуроченные к разлому р. Студеной в Ключевской группе вулканов). Установленный в целом для Камчатки пульсационный характер проявления базальтов и перемежаемость последних с вулканизмом базальт-дацит-липаритового состава, вероятно, могут быть интерпретированы с позиций геодинамики как следствие меняющейся роли горизонтальных и вертикальных движений блоков земной коры в процессе рифтогенеза.

В заключение остановимся на положении современных рифтообразных структур Камчатки в общей картине проявлений позднекайнозойского рифтообразования на поверхности Земли. Как было в последнее время установлено одним из авторов этого сообщения [8], процессы континентального рифтогенеза могут протекать в двух существенно различных тектонических обстановках, а именно пределах платформ (эпи-платформенный рифтогенез) и молодых складчатых сооружений (эпигорогенный рифтогенез). Области рифтогенеза последнего типа, как правило, характеризуются сочетанием узких линейных грабенов (рифтов) и разделяющих их блоковых или сводово-блоковых поднятий и широким развитием наземных извержений вулканитов известково-щелочного ряда. Рифтогенез в подобных эпигорогенных рифтовых зонах является непосредственным продолжением орогенного этапа или начинается еще в течение этого этапа на его зрелой или поздней стадии. Проявления эпигорогенного рифтогенеза, сопровождаемого мощными наземными извержениями, имели место уже в палеозое, более широко распространены в мезозое и пользуются особенно значительным развитием в кайнозое. Анализ неотектоники и четвертичного вулканизма Камчатки позволяет прийти к выводу, что в пределах этого альпийского складчатого сооружения мы встречаемся с начальной стадией эпигорогенного рифтогенеза. Этот процесс помимо Камчатки широко проявился и в ряде других областей Тихоокеанского подвижного пояса, в частности в Кордильерах Северной Америки (провинция Бассейнов и Хребтов и пр.), в Центральной Америке (рифт Никарагуа), в Андах Южной Америки (рифты Эквадора и Чили), в Западной Антарктиде, на Северном острове Новой Зеландии, а также в Индонезийской складчатой области (грабен Суматры). Примечательна тесная сопряженность большинства отмеченных зон эпигорогенного рифтогенеза (кроме Кордильерской) с глубоко-водными желобами периферии Тихого и Индийского океанов и их расположение над наклонными фокальными зонами глубокофокусных землетрясений (зонами Бенюфа).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
2. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина А. А., Широкова Е. А. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. «Сейсмология», 1972, № 8.
3. Геология СССР, 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.

4. Гладенков Ю. Б. К разработке стратиграфии неогена северной части Тихоокеанской области. «Сов. геол.», 1971, № 4.
5. Ермаков В. А. Неотектоника и четвертичный вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1969, № 3.
6. Ермаков В. А. Ключевская группа вулканов. Геологическое строение и петрогенезис. Автореф. канд. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1970.
7. Каталог действующих вулканов Камчатки. «Бюлл. вулкан. станций», 1957, № 25.
8. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1970, № 2.
9. Ривов Ш. А. Некоторые геофизические данные о глубинном строении Центральной Камчатской депрессии. «Сов. геол.», 1963, № 2.
10. Савочкина Е. Н. Структурная приуроченность вулкана Большая Кетепана (Камчатка). «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1971, № 5.
11. Святловский А. Е. Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Камчатской островной дуги. «Тр. Лаб. вулкан.», 1958, вып. 13.
12. Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967.
13. Смирнов Л. М. Тектоника Западной Камчатки. «Геотектоника», 1971, № 3.
14. Супруненко О. И., Декин Г. П. Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. ДАН СССР, 1968, т. 181, № 4.
15. Утнасин В. К., Балеста С. Т., Аносов Г. И. Глубинная структура Центральной Камчатской депрессии по сейсмическим данным. «Тектоника дна морей, океанов и островных дуг». Тез. докл., Южно-Сахалинск, 1972.
16. Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И., Баскина В. А., Дудыкина А. С. Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., «Наука», 1965.
17. Федоренко С. И., Скрипко К. А. Вулканы Кроноцкого района на Камчатке. В кн.: «Вулканы и извержения». М., «Наука», 1969.
18. Федотов С. А. О сейсмичности, свойствах мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги. Автореф. докт. дисс. М., 1969.
19. Федотов С. А., Шумилина Л. С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки. «Физика Земли», 1971, № 9.
20. Шанцер А. Е. Некоторые особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки. Автореф. канд. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1968.
21. Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. Геотектоника, 1965, № 1.

Поступила в редакцию
29.5 1973 г.

Кафедра исторической
и региональной геологии